ORGANIZAM | ORGANIZAN

Secção portuguesa das Uniões Internacionais Astronómica, Geodésica e Geofísica
Centro de Geofísica de Évora
Departamento de Física da Universidade de Évora

COLABORAM | COLABORAN

Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA)
Comisión Espanhola de Geodesia y Geofísica
Instituto Geográfico Nacional

Resumos
Resumens





ESCOLA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE DE ÉVORA

FCT Fundação para a Ciência e a Tecnologia | COMPETE | QREN Quadro de Referência Estratégico Nacional | União Europeia

Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica
Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica

Proceedings

Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica
Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica

29-31 DE JANEIRO | ENERO DE 2014, UNIVERSIDADE DE ÉVORA, ÉVORA-PORTUGAL



ASSEMBLEIA LUSO ESPANHOLA DE GEODESIA E GEOFÍSICA

ASAMBLEA HISPANO PORTUGUESA DE GEODESIA Y GEOFÍSICA



Departamento de Física

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

Évora (Portugal) 29-31 de Janeiro/Enero de 2014

Capa: Painel de azulejos do Octógono - "Centro do Mundo" no Colégio do Espírito Santo, Universidade de Évora, representando os Quatro Elementos de Empédocles - TERRA, AR, AGOA, FOGO.

Contracapa: painel de azulejos na sala 120, Sala de Física no Colégio do Espírito Santo, o edifício principal da Universidade de Évora. Este painel evoca o célebre episódio dos espelhos de Arquimedes, onde usou os raios de sol para incendiar a armada romana que se preparava para conquistar a sua cidade, Siracusa, na Sicília.
In. *azulejos da Universidade de Évora por J. F. Mendeiros.*

Titulo: Npmaccbgl eq da 8ª Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica
GQ@L8 756+767+76614+.+2

Editores: Bento Caldeira; Joel Barrenho; José F. Borges; José Pombinho; Maria J. Costa;
Maria R. Duque; Mourad Bezzeghoud; Rui Salgado
Janeiro de 2014
© University of Évora
R. Romão Ramalho, 59
7000-671 Évora
Portugal

Comissão de Honra

Ministro da Educação e Ciência — Professor Doutor Nuno Crato
Presidente da Fundação para a Ciência e Tecnologia — Professor Doutor Miguel Seabra
Presidente da Comissão Espanhola de Geodesia e Geofísica – D. Mario Garcés Sanagustín
Secretário da SPUIAG G –Eng. João Agria Torres
Presidente do Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA)- Professor Doutor Jorge Miguel Miranda
Reitor da Universidade de Évora –Professor Doutor Carlos Braumann
Diretor do Instituto de Investigação e Formação Avançada (IIFA) – Professor Doutor Soumodip Sarkar
Diretor do Centro de Geofísica de Évora – Professor Doutor António Heitor Reis
Diretor da Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora – Professor Doutor Mourad Bezzeghoud
Presidente da Câmara Municipal de Évora —Dr. Carlos Pinto de Sá

Comissão Científica

Geodesia

João Catalão Fernandes
Luisa Bastos
Miguel Ángel Cano Villaverde
Miguel J. Sevilla de Lerma
Rui Manuel Fernandes

Sismologia e Física do Interior da Terra

Fernando Carrilho
José Antonio Peláez Montilla
José Ignacio Badal Nicolás
Luís Matias
Maria Ana Baptista
Mário Moreira
Mourad Bezzeghoud
Suzana Custódio

Geomagnetismo e Aeronomia

Alexandra Pais
Joaquim Luís
Manuel Catalán
Miguel Herraiz

Vulcanologia

Joan Martí Molist
João Luís Gaspar
João Carlos Nunes
José López-Ruiz
Maria Gabriela Queiroz

Meteorologia e Física da Atmosfera

Ana Maria silva
António Pedro Viterbo
Pedro M. A. Miranda
Rui Salgado
Sergio Alonso Oroza

Oceanografia

Álvaro Peliz
Fernando Mendez
Isabel Ambar
Jesús Garcia Lafuente

Hidrologia

José Paulo Pinto
Juan Ángel Mintegui Aguirre
Marisol Manzano Arellano

Geofísica Aplicada

Félix Manuel Rubio Sanchez-Aguililla
João Carvalho
Manuel Senos Matias
Maria Rosa Duque
Maria Teresa Teixidó i Ullod

Ciências Criosféricas

António Correia
Daniel Bortolli
Miguel Ramos Saínz

Comissão Organizadora

Maria Rosa Alves Duque
Bento António Fialho Caeiro Caldeira
Joel Barrenho
José Fernando Borges
José Luís Pombinho
Maria João Costa
Mourad Bezzeghoud
Rui Paulo Vasco Salgado

Patrocinadores

évora
câmara municipal

Delta CAFÉS

CARMIM

ROTA DOS VINHOS DO ALENTEJO

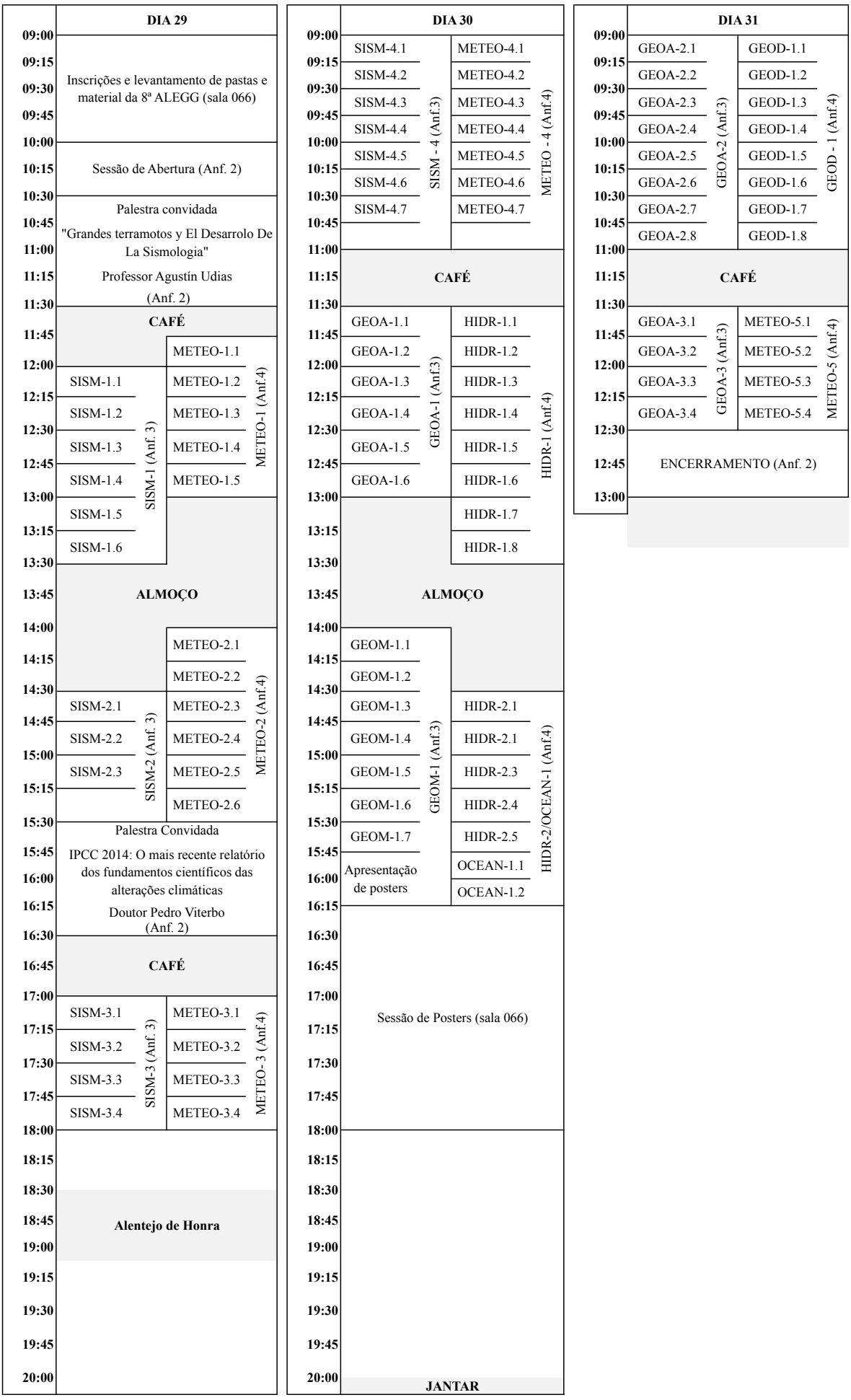
vórtice
Equipamentos Científicos, Lda.

Santander Totta

u UNIVERSIDADE DE ÉVORA évora
Instituto de Investigação e Formação Avançada - IIFA

6

Calendário



7

Programa

Sessões Orais

GEOA – Geofísica Aplicada

GEOA-1

30 de Janeiro; 11:30 - 13:00; Anf. 3
Moderadores: Teresa Teixidó e Elsa Ramalho

GEOA-1.1 **- resultado de la MICROGRAVIMETRÍA 4d en el karst sierra de las nieves (málaga)**
J.L. Plata

GEOA-1.2 **- Prospecção geoarqueológica de estruturas megalíticas com recurso a georadar (Almendralejo, Espanha)**
R. J. Oliveira, B. Caldeira, J. F. Borges, J. Pérez, F. Gómez, J. Figueria, C. Pro e F. Blasco

GEOA-1.3 **- Estudo de georadar na Vila Romana da Tourega, Évora, Portugal**
António Correia, Jean-Michel Maillol, Brooke Berard

GEOA-1.4 **- Marrocos Oriental: uma região de elevado potencial geotérmico**
António Correia, Abdelkrim Rimi, Yassine Zarhloule, Júlio Carneiro

GEOA-1.5 **- O sistema de rift Africano: Algumas considerações**
Maria Rosa Duque

GEOA-1.6 **- Geofísica aplicada à Arqueologia - a Anta das Moitas, Proença-a-Nova, Portugal**
João Rocha, António Correia, João Caninas

GEOA-2

31 de Janeiro; 09:00 - 11:00; Anf. 3
Moderadores: Juan Luís Plata Torres e António Correia

GEOA-2.1 **- Como la gravimetría puede ser utilizada con un ensayo de bombeo para la identificación de la anisotropía horizontal en acuíferos no confinados.**
Andrés González-Quirós, José Paulino Fernández-Álvarez

GEOA-2.2 **- Tomografía eléctrica aplicada a la investigación del paleolago de La Larri y el karst de La Estiva (Valle de Pineta, Pirineos)**
P. Ibarra , F.M. Rubio , A. Salazar-Rincon , P. Mata-Campo, M.T. Rico-Herrero, B.L. Valero-Garcés, B. Oliva-Urcia

GEOA-2.3 **- Uso de técnicas geofísicas (GPR y ERT) para caracterizar ambientes dunares**
Ángela Mártinez, Mercedes Solla, Natalia Caparrini, Susana Lagüela

GEOA-2.4 **- Diagnóstico do estado de conservação da pedra de uma obra de arte Portuguesa do século XV aplicando técnicas geofísicas não invasivas**
Manuela Mendes, Edite Martinho, Amélia Dionisio, Fernando Almeida, Carlos Grangeia

GEOA-2.5 **- Aplicación del geo-radar para la documentación de humedades y análisis de influencia en el comportamiento estructural de puentes de fábrica**
X. Núñez-Nieto, M. Solla, R. Asorey-Cacheda, B. Riveiro

GEOA-2.6 **- Contaminação nas instalações da antiga fábrica da SPEL (Seixal): contributo da geofísica para a sua caracterização hidrogeológica**
Elsa Ramalho, Mohamed Khalil, Judite Fernandes, 1), Helena Amaral(1), Fernando Santos(2)

GEOA-2.7 **- Avaliação e Caracterização do Estado de Contaminação do Solo: Resultados Preliminares do Projeto de Remediação da Área Envolvente à Votorantim Metais, Minas Gerais, Brasil**
Dias. N.

GEOA-2.8 **- Avaliação e Caracterização da Contaminação de Águas e Sedimentos: Resultados Preliminares do Projeto de Remediação do Córrego Consciência e Barreiro Grande, Minas Gerais, Brasil**
Martins. L.

GEOA-3
31 de Janeiro; 11:30 - 13:00; Anf. 3
Moderadores: Pedro Ibarra Torres e Maria Rosa Duque

GEOA-3.1 **- O Atlas Geotérmico Nacional: uma ferramenta para fomentar a exploração dos recursos geotérmicos em Portugal**
Elsa Ramalho

GEOA-3.2 **- Caracterización mediante Gravimetria de la estructura geológica de Hontomín (Burgos)**
Rubio, F.M, Ayala, C, García Senz J. , Rey Moral, C; García Lobón J.L.

GEOA-3.3 **- Estrategias Sísmicas para la Detección de Conductos Superficiales en el Macizo Kárstico del Cantal-Comares (Málaga, España)**
T. Teixidó , J.A. Peña

GEOA-3.4 **- Qualidade Ecológica da Albufeira do Enxoé, Bacia do Guadiana**
R. Godinho

GEOD – Geodesia

GEOD-1
31 de Janeiro; 09:00 - 11:00; Anf. 4
Moderador: Miguel J. Sevilla

GEOD-1.1 **- Análise Bayesiana de Regressão Multivariada**
João Casaca

GEOD-1.2 **- Fusão de deslocamentos medidos com o GNSS e de dados de acelerómetros medidos com elevada frequência de amostragem utilizando um filtro de Kalman**
José Nuno Lima, Sérgio Oliveira, Maria João Henriques

GEOD-1.3 **- A harmonização de dados altimétricos segundo a Diretiva INSPIRE**
E. Barreira, M. Silva, P. Patrício, A. Fonseca

GEOD-1.4 **- Posicionamiento con Técnicas de Astronomía Geodésica en la Exploración de Marte**
G. Barderas, P. Romero

GEOD-1.5 **- Red de nivelación de la marisma del Parque Nacional de Doñana. Infraestructura de apoyo para seguimiento evolutivo micro-topográfico de su lecho**
J. C. Robredo Sánchez, J. A. Mintegui Aguirre, P. Huelin Rueda, C. Gonzalo Aranoa, J. Elorrieta Jove

GEOD-1.6 **- Evaluación de la calidad de medida en equipos GNSS (Global Navigation Satellite System)**
Teresa Fernández Pareja

GEOD-1.7 **- Nuevos datos de la estación GNSS mareográfica de Pasajes**
Miguel J. Sevilla, Joaquín Zurutuza, Zuriñe Agea, Andoiz Antzizar

GEOD-1.8 **- viStaMPS: Aplicação Informática para Processamento, Manipulação e Visualização de Séries Temporais de imagens SAR**
Pedro Guimarães, Glória Patrício, Joaquim J. Sousa, António Sousa, Antonio Ruiz, Luís Magalhães, Luísa Bastos

GEOM – Geomagnetismo e Aeronomia

GEOM-1

30 de Janeiro; 14:00 - 16:30; Anf. 3
Moderadores: Miguel Herraiz e Alexandra Pais

GEOM-1.1 **- Región solar origen de grandes tormentas geomagnéticas durante 1914-1920**
Aparicio A. J. P, Carrsco V. M. S, Gallego M. C., Vaquero J. M.

GEOM-1.2 **- El Proyecto del Mapa digital mundial de anomalias magnéticas**
M. Catalán, J. Dyment

GEOM-1.3 **- Intercomparación del magnetómetro MOURA con los datos del Observatorio de San Pablo de los Montes, Toledo. Medida de variaciones periódicas y no periódicas del campo geomagnético**
Ana Belén Fernández, Ruy Sanz, Pablo Covisa, José Aguado, Jose Manuel Tordesillas, Marina Díaz-Michelena

GEOM-1.4 **- Sistema de información rápida de perturbaciones en la ionosfera**
M. Rodríguez-Bouza, G. Rodríguez-Caderot, M. Herraiz, B. Moreno-Monge, I. Rodríguez-Bilbao

GEOM-1.5 **- Estudio del efecto sobre la Península Ibérica de 4 tormentas geomagnéticas ocurridas en 2012**
M. Rodríguez-Bouza, M. Herraiz, G. Rodríguez-Caderot, S.M. Radicella

GEOM-1.6 **- Región solar origen de grandes tormentas geomagnéticas durante 1920-1928**
Carrasco, V.M.S. , Aparicio, A.J.P., Gallego, M.C, Vaquero, J.M.

GEOM-1.7 **- Efectos de la actividad sísmica en la ionosfera: Algunos casos de estudio**
F. Sánchez-Dulcet, M. Herraiz

HIDR – Hidrologia

HIDR-1

30 de Janeiro; 11:30 - 13:30; Anf. 4
Moderador: Marisol Manzano

HIDR-1.1 **- Efectos en la dinámica torrencial del río Chijra, un pequeño curso andino tributario al Río Grande de Jujuy (Argentina), causados por alteraciones en su cauce**
Juan Ángel Mintegui Aguirre, David Esteban Allende, José Carlos Robredo Sánchez, Pablo Huelin Rueda

HIDR-1.2 **- Evaluación de la variabilidad de parámetros fisicoquímicos y bacteriológicos del agua de un rio**
Carmen Capilla

HIDR-1.3 **- Efecto de un periodo más lluvioso en el contenido en radiocarbono de un acuífero freático extenso en un área árida**
E. Custodio, J. Custodio–Ayala

HIDR-1.4 **- Utilidad de las herramientas SIG en la modelización hidrogeológica de minas subterraneas.**
Ramón Díaz Noriega, José Paulino Fernández Álvarez

HIDR-1.5 **- Evaluación de la protección conseguida en la cuenca de un torrente de montaña ante los daños causados por eventos torrenciales mediante su restauración hidrológicoforestal. Cuenca del torrente de Arratiecho en el Pirineo Aragonés, España**
Santiago Fábregas Reigosa, Juan Ángel Mintegui Aguirre, Rocío Hurtado Roa, José Carlos Robredo Sánchez, Pablo Huelin Rueda

HIDR-1.6 **- Hydrogeophysics contribution to the development of hydrogeological conceptual model of coastal aquifers – Albufeira-Ribeira de Quarteira aquifer case study**
Alain P. Francés, Elsa C. Ramalho, Michel Groen, Mohamed A. Khalil, Rui Hugman, Judite Fernandes, Fernando A. Monteiro Santos

HIDR-1.7 **- La estabilidad de los suelos riparios. Una metodología de integración de integración del análisis de erosión de lecho y orillas con el análisis de estabilidad de taludes.**
García J.L., Tardío G.

HIDR-1.8 **- Estudio del comportamiento original de un antiguo cono aluvial antropizado. El caso del arroyo del Partido, cañada del Pinar y caño Marín (Huelva)**
Pablo Huelin Rueda, José Carlos Robredo Sánchez, Juan Ángel Mintegui Aguirre

HIDR-2
30 de Janeiro; 14:30 - 15:45; Anf. 4
Moderador: Juan Angel Mintegui

HIDR-2.1 **- Los servicios de las aguas subterráneas al bienestar humano en España**
Manzano, M., Lambán, J., Montes, C.

HIDR-2.2 **- Análise da Convergência das Margens da Albufeira de uma Grande Barragem**
João Casaca, Vasco R. Conde

HIDR-2.3 **- Discussion and Development of a conceptual model for groundwater flow in the desert fringes west of Minia district, Egypt.**
Ahmed Mohammed Massoud, José Paulino Fernández-Álvarez , Ahmed Aziz Abdelmoniem

HIDR-2.4 **- Riscos costeiros em Cascais**
Manuel João Ribeiro, Martin Wronna, Maria Ana Baptista, Paula Teves Costa

HIDR-2.5 **- Grados de Libertad Fluvial de las Ramblas Mediterráneas, España**
María Elvia Guzmán Villanueva, José Anastasio Fernandez Yuste, José Luis García Rodriguez

METEO – Meteorologia e Física da Atmosfera

METEO-1
29 de Janeiro; 11:45 - 13:00; Anf. 4
Moderador: Carlos Pires

METEO-1.1 **- Climatologia de Ciclones Extratropicais num Clima em Mudança: cenário RCP8.5**
Daniela, C. A., Soares, Pedro M. M., Miranda, Pedro, M. A. Miranda

METEO-1.2 **- Ondas Equatoriais Acopladas a Convecção filtradas por modos normais 3-D**
Marques, C. A. F., Castanheira, J. M., jcast@ua.pt

METEO-1.3 **- Identificação do Sting Jet na Tempestade Gong em Portugal**
Chinita, Maria J. , Miranda, Pedro M.A., Cardoso, Rita M. , Pinto, Paulo

METEO-1.4 **- Climate projections and uncertainties for the Portuguese viticultural regions**
H. Fraga, A.C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, J. A. Santos

METEO-1.5 **- Uma climatologia da Radiação Solar na Península Ibérica obtida a partir de simulações climáticas regionais com o modelo WRF-ARW**
João Perdigão, Rui Salgado, Hari Prasad, M. João Costa

METEO-2
29 de Janeiro; 14:00 - 15:30; Anf. 4
Moderador: António Heitor Reis

METEO-2.1 **- Campo Eléctrico Atmosférico de Lisboa afectado pelo ciclo semanal urbano**
Conceição, R. , Melgão, M. , Silva,H.G. , Tlemçani, M. Reis, A. H. Serrano, C.

METEO-2.2 - **Estudo do ambiente térmico de uma nave industrial a partir da definição de ilhas térmicas**
M. Morgado, M. Talaia, L.Teixeira

METEO-2.3 - **Séries temporais de longo prazo para as medições de dióxido de azoto e de ozono na Antártica com observações terrestres e de satélite**
R. Mendes, D. Bortoli

METEO-2.4 - **The influence of temperature variability on grapevine phenology. Case study: Lisbon winemaking region (Portugal)**
A.C. Malheiro, H. Fraga, R. Campos, J. Moutinho-Pereira, J. Eiras-Dias, J. Silvestre, J.A. Santos

METEO-2.5 - **Radiação UV no sul de Portugal**
V. Salgueiro, M. J. Costa

METEO-2.6 - **Predicción de la concentración de óxidos de nitrógeno utilizando redes neuronales de base radial**
Capilla, Carmen

METEO-3
29 de Janeiro; 17:00 - 18:00; Anf. 4
Moderadores: J.L.Argain e Carmen Capilla

METEO-3.1 - **Regionalização de cenários climáticos em alta resolução: o caso da Madeira**
Pedro M A Miranda, Ricardo Tomé, Eduardo Brito de Azevedo, Miguel A C Teixeira

METEO-3.2 - **Tormentas relacionadas com elevadas ráfagas de viento sobre la Península Ibérica**
Paulina Ordóñez, Margarida L. R. Liberato, Joaquim G. Pinto, Alexandre M. Ramos, Melanie K. Karremann, Isabel F. Trigo, Pedro Ribera

METEO-3.3 - **Características de las tormentas que distribuyen precipitaciones extremas sobre Portugal**
Paulina Ordóñez, Alexandre M. Ramos, Margarida L.R. Liberato, Ricardo M. Trigo, Isabel F. Trigo

METEO-3.4 - **Atmospheric Rivers and precipitation in the Madeira Island: 10-years analysis**
Flavio Couto, Rui Salgado, Maria João Costa, Victor Prio

METEO-4
30 de Janeiro; 09:00 - 11:00; Anf. 4
Moderadores: Alfredo Rocha e M.D. Valenti-Pia

METEO-4.1 - **Caracterização da evolução da vegetação em Portugal Continental**
Lourdes Bugalho, Luís Pessanha

METEO-4.2 - **Detecção remota e determinação in situ de parâmetros físicos de águas interiores e sua aplicação à modelação das interacções lago-atmosfera**
Miguel Potes, Maria João Costa, Rui Salgado

METEO-4.3 **- Informação mútua não-Gaussiana entre modos de variabilidade lenta da Atmosfera e Oceano**
Carlos A. L. Pires

METEO-4.4 **- Potencial da predictabilidade sazonal de secas na Ibéria ocidental**
Andreia Ribeiro, Carlos A. Pires

METEO-4.5 **- Avaliação do potencial eólico onshore na Península Ibérica simulado pelo CCLM**
C. A. Rochinha, J. A. Santos, M. L. R. Liberato, J. G. Pinto

METEO-4.6 **- Potencial eólico offshore na Península Ibérica: observado vs. simulado**
C. Fernandes, C. A. Rochinha, M. L. R. Liberato, J. A. Santos, J. G. Pinto

METEO-4.7 **- O estudo do ambiente térmico e a subjetividade da sensação térmica dos trabalhadores**
M. Morgado, M. Talaia, L.Teixeira

METEO-5
31 de Janeiro; 11:30 - 12:45; Anf. 4
Moderador: Ana Maria Silva

METEO-5.1 **- WRF-Chem skill in simulating a Saharan dust Event over Portugal**
J. Teixeira, A. C. Carvalho, A. Rocha

METEO-5.2 **- Alterações Climáticas na Região Autónoma dos Açores**
Ricardo Tomé, Pedro Miranda, Eduardo B. Azevedo

METEO-5.3 **- Probabilidad de plumas volcánicas en España**
M.D.Valentí-Pía , J.A. Adame, M. Gil-Ojeda, B.A. de la Morena

METEO-5.4 **- Fogos florestais: Efeitos nas propriedades dos solos florestais**
Hugo Viriato

OCEAN – Oceanografia

OCEAN-1
30 de Janeiro; 15:45 - 16:30; Anf. 4
Moderador: Maria de Fátima Sousa

OCEAN-1.1 **- Sobrelevação do Nivel do Mar na Costa Moçambicana: A Contribuição do Vento e da Pressão Atmosférica**
Adérito C. F. Aramuge, Alfredo Rocha, Paulo A. Silva

OCEAN-1.2 **- Descargas de Águas Subterrâneas na região dos Olhos de Água, Algarve – alguns resultados das campanhas CTD**
Fátima M. Sousa, Gabriela Carrara, Judite Fernandes, Dmitri Boutov

SISM - Sismologia e Física do Interior da Terra

SISM-1

29 de Janeiro; 12:00 - 13:30; Anf. 3
Moderadores: José Badal e Mourad Bezzeghoud

SISM-1.1 - **Moho, sismicidad y estructura sismogénica de China continental**
Jiwen Teng, Yangfan Deng, José Badal

SISM-1.2 - **Tomografía del Mar Muerto basada en ruido sísmico ambiente**
José Badal, Yun Chen, Mimoun Chourak, Jacek Stankiewicz

SISM-1.3 - **The Candy Wrapper Velocity Model for the Earth's Inner Core**
Maurizio Mattesini

SISM-1.4 - **Proceso de ruptura del sismo de Chile Mw 8.8 (27-02-2010) y sus principales réplicas.**
E. Buforn, C. Pro, R. Madariaga

SISM-1.5 - **Novas revelações do sismo de Santa Maria (Açores) de 8 de Maio de 1939**
Bento Caldeira, E. Buforn, A. Udias, J. F. Borges, M. Bezzeghoud

SISM-1.6 - **A P-wave Threshold-Based Earthquake Early Warning System for Southern Iberia**
M. Carranza, E. Buforn, A. Pazos, A. Zollo, S. Colombelli, C. Pro, L. Lozano, F. Carrilho

SISM-2

29 de Janeiro; 14:30 - 15:30; Anf. 3
Moderadores: Elisa Buforn e Paula Costa

SISM-2.1 - **Acelerogramas sintéticos mediante funciones de Green empíricas para simular escenarios de Shake-map en Granada**
F. A. García-Villena , G. Alguacil , F. Vidal

SISM-2.2 - **Zonificación sísmica multifractal de la región Ibero-Magrebí: Implicaciones sobre la evaluación de la peligrosidad sísmica**
Carlos López Casado, Jesús Henares, José Badal

SISM-2.3 - **Estudo da baleia comum (Balaenoptera Physalus) no Golfo de Cadiz usando registos junto ao fundo de 4 componentes**
Luis Matias, Danielle Harris, David K. Mellinge, Len Thomas

SISM-3

29 de Janeiro; 17:00 - 18:00; Anf. 3
Moderadores: Antonio Pazos e Luís Matias

SISM-3.1 - **Uma comparação entre Vs30 e outras estimativas de Amplificação do Movimento do Solo para o Vale Inferior do Tejo**
I. Rodrigues, P. Teves-Costa, M. García-Fernández, M. J. Jiménez

SISM-3.2 - **Simulación de escenarios sísmicos en la Península Ibérica, las Islas Baleares y las Islas Canarias, considerando el efecto de sitio y las características de la fuente sísmica**

A. Núñez, J. Rueda, J. Mezcua

SISM-3.3 - **NOISE EFFECT OVER EEWS PARAMETERS FOR MAGNITUDE ESTIMATION**

A. Pazos, J. M. Davila, E. Buforn, Carranza, M. ; Zollo, A.; Carrilho, F.

SISM-3.4 - **Serie sísmica de Torreperogil-Sabiote (Jaén, cuenca alta del Guadalquivir). Características y datos de campo**

José A. Peláez, Francisco J. García Tortosa, Mario Sánchez Gómez, Fernando Pérez Valera, Carlos Sanz de Galdeano, Jesús Henares, Mohamed Hamdache

SISM-4

30 de Janeiro; 09:00 - 11:00; Anf. 3

Moderadores: Carlos Lopez-Casado e José Borges

SISM-4.1 - **Influencia de la estructura superficial en la distribución de la intensidad en el área urbana de Viña del Mar**

Aranda C, Vidal F., Alguacil G, Valverde-Palacios I., Navarro M.

SISM-4.2 - **Estimación empírica de parámetros del movimiento sísmico del suelo en el área urbana de Tapachula (México)**

Vidal F., Alguacil G, L.A. Rodríguez-Gonzalez, M.Navarro, J.Aguirre, R. González-Herrera, A. Ruíz-Sibaja

SISM-4.3 - **Processo de rotura do sismo Mw 7.0 de 2006 em Moçambique inferido através de dados sísmicos e de SAR**

Rúben Santos, Caldeira B., Bezzeghoud M., Borges J.

SISM-4.4 - **Experiências de emissão acústica em diferentes tipos de rochas**

T. Queiroz, A. F. P. N. Martins, H. G. Silva, M. Moreira, M. Tlemçani, T. M. Seixas, M. A. Salgueiro da Silva, M. Bezzeghoud

SISM-4.5 - **Caracterização da Estrutura Sub-Superficial da Ilha do Faial (Açores)**

Neves, S., Borges, J. , Casacão, J., B. Caldeira, M. Bezzeghoud

SISM-4.6 - **Caracterização do modelo de velocidade da bacia do Vale Inferior do Tejo baseado na razão espectral H/V**

Borges, J. F, Ricardo Torres, Furtado, J. A, Hugo Silva, Caldeira, B., Bezzeghoud M., Carvalho, J.

SISM-4.7 - **Microzonificación sísmica mediante velocidades de ondas de cizalla de la ciudad de Lorca (Sureste de la Península Ibérica)**

Jaruselsky Pérez-Cuevas, Pedro Martínez-Pagán, M. Navarro, Francisco J. Alcalá; Antonio García Jeréz; Senén Sandoval-Castaño

Sessões Poster

30 de Janeiro; 16:30 - 18:00; sala 066

GEOA-Posters

GEOA-P.01 - **Estudio de la sensibilidad en medidas de tomografía eléctrica entre pozos**
Fabián Bellmunt, Alex Marcuello, Juanjo Ledo, Pilar Queralt

GEOA-P.02 - **Estimativa de perfis de velocidade, no concelho de Cascais, com recurso a ensaios de refração sísmica**
J.F. Carvalho, L. Almeida, P. Teves-Costa, I. M. Almeida

GEOA-P.03 - **Prospeção Geofísica nas Ruínas Romanas de Tróia**
António Correia, João Rocha, Inês Vaz Pinto

GEOA-P.04 - **Variação da temperatura à superfície do solo em Marrocos**
Amina Ouzzaouit, Alae Barkaoui, António Correia, Abdelkrim Rimi, Yassine Zarhloule, Júlio Carneiro

GEOA-P.05 - **Avaliação do Potencial Geotermico do Aquífero Cretácico Inferior na Região de Lisboa**
Rayco Marrero Diaz, Elsa Ramalho, Augusto Costa, Luisa Ribeiro, João Carvalho; Carlos Pinto, Diogo Rosa e António Correia

GEOA-P.06 - **Avaliação do potencial fotovoltaico na Península Ibérica**
S. Batista, C. A. Rochinha, M. L. R. Liberato, J. A. Santos

GEOA-P.07 - **MAGNETOMETRIA NA BACIA DE ITAGUAÍ, RJ/BRASIL**
Dione Nunes do Nascimento , Mauro César Geraldes, Miguel Angelo Mane

GEOA-P.08 - **Influência da temperatura na variabilidade temporal da concentração de gás radão**
F. Lopes, S. M. Barbosa

GEOA-P.09 - **Geofísica aplicada en el Templo Funerario de Thutmosis III, Luxor (Egipto)**
J.A. Peña, T. Teixidó , Myriam Seco

GEOD-Poster

GEOD-P.01 - **Avaliação da viabilidade do uso de UAVs para gravimetria aérea**
Luísa Bastos, Wenlin Yan, Américo Magalhães, Diogo Ayres-Sampaio

GEOD-P.02 - **Análisis de bibliotecas de alto rendimiento de álgebra numérica para CPU y GPU**
J. L. G. Pallero

GEOD-P.03 - **Aspectos Geodésicos en la Aplicación de Plataformas Aéreas no Tripuladas (UAV) a la Prevención de Incendios**
G. Rodríguez-Caderot, P. Romero, B. Moreno, G. Barderas

GEOD-P.04 - **Avaliação do desempenho de IMUs do tipo MEMS para georreferenciação direta**

Diogo Ayres-Sampaio, José A. Gonçalves, Américo Magalhães, Luísa Basto

GEOD-P.05 - **Séries Temporais de Imagens SAR para Monitorização de Grandes Obras**

Glória Patrício, Pedro Guimarães, Joaquim J. Sousa, António M. Ruiz, Luísa Bastos

GEOD-P.06 - **Actividades GNSS del Área de Geodesia del Instituto Geográfico Nacional (IGN).**

Marcelino Valdés, Miguel Ángel Cano, José Antonio Sánchez, Pedro Gonzalo

GEOM-Poster

GEOM-P.01 - **Sensibilidad a las tormentas ionosféricas de los sistemas SBAS**

G. Rodríguez-Caderot, I. Blanco, M. Herraiz, M. Rodríguez-Bouza

GEOM-P.02 - **Actividad magnética registrada en los observatorios de Toledo (1847-1981) y San Pablo (1982-20013)**

P. Covisa, J.M. Tordesillas, V.M. Marín

GEOM-P.03 - **SPANISH REPEAT STATION NETWORK IN 2012**

J. Fernández, Sergio Galán, Pablo Covisa , Victor Marín, Isabel Socias, Jose Manuel Tordesillas

GEOM-P.04 - **Tragaldabas: a new facility for the study of the Earth atmosphere and magnetic environment**

A. Pais

GEOM-P.05 - **Seguimiento de la actividad magnética en Tiempo Real**

J. M. Tordesilla, P. Covisa , V. M. Marín, J. F. Valero, S. Galán

GEOM-P.06 - **Estudo arqueomagnético de fornos antigos em Portugal**

António Correia, Michael Evans

METEO-Poster

METEO-P.01 - **Modelo empírico para la optimización de medidas de columna total de ozono mediante un radiómetro NILU-UV**

Piedehierro, A. A., Cancillo , Serrano, A., Vilaplana, J.M.(2), García, J.A. (1), Bogeat, J.A.(2), Antón, M.

METEO-P.02 - **Modelação de escoamentos de camada limite instável sobre colinas**

Argaín, José Luís , Teixeira, Miguel A. C. , Miranda, Pedro M. A.

METEO-P.03 - **Predictabilidade das previsões numéricas em Portugal Continental**

Bartolomeu, S. , Rocha, A. , Luna, T.

METEO-P.04 - **Preparación del primer vuelo en vehículo aéreo no tripulado para la medida del perfil vertical de radiación con instrumentación espectral y de banda ancha**

Bogeat,J. A., , Vilaplana J. M. , Serrano, A. , M. L. Cancillo, A. A. Piedehierro, M. D. Valenti, B. De la Morena

METEO-P.05 **- Caracterización preliminar de un espectrorradiómetro Avantes de CCD en la Estación de Sondeos Atmosféricos "El Arenosillo" en Huelva, España**
Bogeat,J. A.,, A. A. Piedehierro, Vilaplana J. M. , Serrano, A.

METEO-P.06 **- Análisis e implementación de un algoritmo para la caracterización de la cobertura nubosa en imágenes de cámara de todo cielo**
Bogeat,J. A.,, Vilaplana J. M. , Serrano, A. , Cancillo, M. L.

METEO-P.07 **- Testes de sensibilidade às parametrizações de cúmulos na previsão de precipitação do WRF**
Juan A. Ferreira, Alfredo Rocha, Ana C. Carvalho

METEO-P.08 **- ACOPLAMENTO DO WRF A UM MODELO DE RADIAÇÃO SOLAR DE CÉU LIMPO**
Dora Fonseca, Alfredo Rocha, Rui Faria Pereira, Tiago Luna

METEO-P.09 **- Determination of the cloud cover using ground-based measurements of downward longwave radiation. Comparison with an all-sky camera images.**
M.D. Freile-Aranda, J.L. Gómez-Amo, M.P. Utrillas, C. Marcos, J.A. Martínez-Lozano

METEO-P.10 **- Relación entre el espesor óptico de nubes y los índices de claridad kt y kt'**
D. Serrano, M.J. Marín, M.D. Freile-Aranda, M.P. Utrillas, M. Nuñez, J.A. Martínez-Lozan

METEO-P.11 **- Primeros resultados de predicciones probabilistas de velocidad de viento mediante un sistema multifísica de predicción por conjuntos**
A. Pascual, F. Valero, D Santos-Muñoz, M. L. Martin, M. Y. Luna, A. Morata

METEO-P.12 **- Calidad del aire en la ciudad de Badajoz y estudio de la concentración de ozono troposférico**
S. Márquez, F. J. Acero, M. Mota, A. A. Piedehierro

METEO-P.13 **- Combination of active and passive remote sensing for the retrieval of height resolved fine and coarse mode aerosol volume concentration over Portugal**
Pereira, S. N., Guerrero-Rascado, J. L., Silva, A.M

METEO-P.14 **- Simulações Numéricas sobre a Formação e Evolução de Nevoeiros na Região Alentejo**
C. Policarpo, R. Salgado, M. J. Costa

METEO-P.15 **- Prediction of extreme drought conditions over the Iberian Peninsula during 2011-2012 using CFS.v2**
P. K. Pradhan, Margarida L. R., Liberato, Paulina Ordóñez, Doo Young Lee

METEO-P.16 **- Previsão de tornados através da análise de índices de instabilidade**
Marta Teixeira, Alfredo Rocha, Tiago Luna

METEO-P.17 **- Tomografia para determinação da Distribuição Espacial do Vapor de Água através de Observações GNSS**
André Sá , Fábio Bento, Rui Fernandes, Paul Crocker

METEO-P.18 **- The climatic conditions in which Vitis Vinifera L. varieties are grown in Portugal**
H. Fraga, A.C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, A. A. Oliveira, J. A. Santos

METEO-P.19 **- Retrieval of microphysical properties of tropospheric aerosol from Raman lidar measurements**
Carrasco, V., Pereira, S. N, Guerrero-Rascado, J. L, Silva, A. M

SISM-Posters

SISM-P.01 **- Diferencias en las sacudidas sísmicas en Granada estimadas mediante acelerogramas y estructuras Vs del terreno obtenidas con ruido ambiental.**
Alguacil G., Velasco, G., Vidal F., Navarro M., García-Jérez, A

SISM-P.02 **- Análisis de los Parámetros Urbanísticos en la caracterización de la vulnerabilidad sísmica: Aplicación en la ciudad de Lorca.**
Álvarez-Cano, O.J., Martínez-Cuevas, S, Gaspar-Escribano, J.M, Díaz-López, S., Quirós, L.E., Morillo, M.C

SISM-P.03 **- A seismological database for Egypt including updated seismic and focal mechanism catalogues**
Rashad Sawires, Hamza A. Ibrahim, Raafat E. Fat-Helbar, José A. Peláez

SISM-P.04 **- Analytical Study on Damping of Building Due to Soil-Structure Interaction.**
Takahisa Enomoto, Manuel Navarro

SISM-P.05 **- Comparación entre los datos de movimiento fuerte de España y los modelos NGAWest2**
Jorge M. Gaspar-Escribano, Alicia Rivas Medina, Sandra Ruiz Barajas

SISM-P.06 **- Estructura de Velocidad Superficial de la Ciudad de Almería (SE España) a partir del análisis MASW**
Laura González-García, Manuel Navarro, Pedro Martínez-Pagán, Jaruselsky Pérez-Cuevas; Antonio García-Jerez; Francisco Vidal

SISM-P.07 **- Sistema de alerta sísmica temprana para el SO de la Península Ibérica: estudio piloto**
X. Goula, A. Pazos, N. Romeu, L. Lozano; Y. Colom; J.A. Jara; J.V. Cantavella; J.M. Davila; A. Zollo; E. Buforn, F. Carrilho

SISM-P.08 **- Análisis multifractal temporal de la sismicidad en el SE de la Península Ibérica**
Jesús Henares, Carlos López Casado, José Badal, José Antonio Peláe

SISM-P.09 **- Prototipo del Sistema de Alerta Sísmica Temprana ALERT-ES basado en SeisComP**
M. López Mesa, J. Gallego Carrasco, A. Pazos García, Martín Dávila, M. C. Rioja del Río, E. Buforn, X. Goula

SISM-P.10 **- Modelos Geofísicos en el Valle del Andarax (SE España) a partir de ruido sísmico y microgravimetría**
Antonio García-Jerez, Francisco Luzón, Abigail Jiménez, Antonio J. González-Camacho, Enrique Carmona, Juan Prieto,

SISM-P.11 **- Clasificación del suelo en la ciudad de Lorca (Sureste de la Península Ibérica) a partir del método del gradiente topográfico**
Jaruselsky Pérez-Cuevas, Senén Sandoval-Castaño, Pedro Martínez-Pagán, Iván Alhama, Manuel Navarro

SISM-P.12 - **Cuantificación de la deformación actual en la ZFES e implicaciones en la evaluación de la peligrosidad sísmica**
Staller, A, Benito, B., Martínez-Díaz, J.J. , Hernández D., Hernández-Rey R., Rivas-Medina

SISM-P.13 - **Restauración de un sismógrafo Galitzin de componente vertical en el Observatorio Geofísico de Toledo**
Jose Manuel Tordesillas, Gregorio Alonso, Marina López Muga

SISM-P.14 - **Relocalização instrumental de terramotos Portugueses 1900-1960**
Ricardo Torres, Josep Batlló, Isabel Rodrigues

SISM-P.15 - **Risco de tsunami em Lagos – Rotas de evacuação**
André Trindade, Cristina Catita, Rachid Omira, Maria Ana Baptista, Paula Teves-Costa

SISM-P.16 - **El terremoto de 1531 en Baza: Daños en edificaciones y patrimonio histórico**
Vidal F., Espinar, M., Aranda C., A. Ontiveros

SISM-P.17 - **Condiciones del suelo que modifican el movimiento sísmico del terreno en Granada (España)**
Vidal F., M. Navarro, Alguacil G, M. Feriche, A. García-Jerez, I. Valverde, T. Enomoto

SISM-P.18 - **Análisis de los efectos locales en la ciudad de Almería (España)**
Allés M., M.Navarro, F. Vidal, Alguacil, A. García-Jerez, T. Enomoto

SISM-P.19 - **Mapas de movimiento del suelo del Pirineo (Shakemap)**
Teresa Susagna, Jose Antonio Jara, Jordi Roviró, Xavier Goula, Didier Bertil, Emilio Carreño, Matthieu Sylvander, Christophe Sira

SISM-P.20 - **RESPUESTA SÍSMICA DEL ÁREA METROPOLITANA DE MÁLAGA (S ESPAÑA) A PARTIR DE RAZONES HV DE RUIDO AMBIENTE**
Clavero D., López-Casado C., Delgado J.

SISM-P.21 - **Caracterização de diferentes rochas para estudos de acoplamento electroacústico**
Ana B. Vinagre, Hugo G. Silva, P. Moita, A. B. Pinho, M. Bezzeghoud, M. Tlemçani

SISM-P.22 - **Inversão do tensor do momento de sismos regionais em Portugal Continental e offshore**
Dina Vales, Vânia Lima, Susana Custódio, Fernando Carrilho

Índice

Diferencias en las sacudidas sísmicas en Granada estimadas mediante acelerogramas y estructuras Vs del terreno obtenidas con ruido ambiental. 31
Alguacil G., Velasco, G., Vidal F., Navarro M., García-Jérez, A

A seismological database for Egypt including updated seismic and focal mechanism catalogues 41
Rashad Sawires, Hamza A. Ibrahim, Raafat E. Fat-Helbar, José A. Peláez

Acelerogramas sintéticos mediante funciones de Green empíricas para simular escenarios de Shake-map en Granada 48
F. A. García-Villena , G. Alguacil , F. Vidal

Estructura de Velocidad Superficial de la Ciudad de Almería (SE España) a partir del análisis MASW 57
Laura González-García, Manuel Navarro, Pedro Martínez-Pagán, Jaruselsky Pérez-Cuevas; Antonio García-Jerez; Francisco Vidal

Análisis multifractal temporal de la sismicidad en el SE de la Península Ibérica 65
Jesús Henares, Carlos López Casado, José Badal, José Antonio Peláe

Modelos Geofísicos en el Valle del Andarax (SE España) a partir de ruido sísmico y microgravimetría 68
Antonio García-Jerez, Francisco Luzón, Abigail Jiménez, Antonio J. González-Camacho, Enrique Carmona, Juan Prieto,

The Candy Wrapper Velocity Model for the Earth's Inner Core 74
Maurizio Mattesini

Simulación de escenarios sísmicos en la Península Ibérica, las Islas Baleares y las Islas Canarias, considerando el efecto de sitio y las características de la fuente sísmica 76
A. Núñez, J. Rueda, J. Mezcua

Serie sísmica de Torreperogil-Sabiote (Jaén, cuenca alta del Guadalquivir). Características y datos de campo 84
José A. Peláez, Francisco J. García Tortosa, Mario Sánchez Gómez, Fernando Pérez Valera, Carlos Sanz de Galdeano, Jesús Henares, Mohamed Hamdache

Microzonificación sísmica mediante velocidades de ondas de cizalla de la ciudad de Lorca (Sureste de la Península Ibérica) 89
Jaruselsky Pérez-Cuevas, Pedro Martínez-Pagán, M. Navarro, Francisco J. Alcalá; Antonio García Jeréz; Senén Sandoval-Castaño

Risco de tsunami em Lagos – Rotas de evacuação 98
André Trindade, Cristina Catita, Rachid Omira, Maria Ana Baptista, Paula Teves-Costa

Influencia de la estructura superficial en la distribución de la intensidad en el área urbana de Viña del Mar 107
Aranda C, Vidal F., Alguacil G, Valverde-Palacios I., Navarro M.

Condiciones del suelo que modifican el movimiento sísmico del terreno en Granada (España) 117
Vidal F., M. Navarro, Alguacil G, M. Feriche, A. García-Jerez, I. Valverde, T. Enomoto

Estimación empírica de parámetros del movimiento sísmico del suelo en el área urbana de Tapachula (México) 122
Vidal F., Alguacil G, , M. Navarro, L.A. Rodríguez-Gonzalez, M.Navarro, J.Aguirre, R. González-Herrera, A. Ruíz-Sibaja

Processo de rotura do sismo Mw 7.0 de 2006 em Moçambique inferido através de dados sísmicos e de SAR(México)(México) 132
Rúben Santos, Caldeira B., Bezzeghoud M., Borges J.

Caracterização da Estrutura Sub-Superficial da Ilha do Faial (Açores) 138
Neves, S., Borges, J. , Casacão, J., Caldeira, B.; Bezzeghoud, M.

Análisis de los efectos locales en la ciudad de Almería (España) 149
Allés M., M.Navarro, F. Vidal, Alguacil, A. García-Jerez, T. Enomoto

Mapas de movimiento del suelo del Pirineo (Shakemap) 157
Teresa Susagna, Jose Antonio Jara, Jordi Roviró, Xavier Goula (1), Didier Bertil (3), Emilio Carreño (4), Matthieu Sylvander(5), Christophe Sira (6)

Caracterização de diferentes rochas para estudos de acoplamento electroacústico 161
Ana B. Vinagre, Hugo G. Silva, P. Moita, A. B. Pinho, M. Bezzeghoud, M. Tlemçani

Región solar origen de grandes tormentas geomagnéticas durante 1914-1920 166
Carrsco V. M. S, Aparicio A. J. P, Gallego M. C., Vaquero J. M.

Sensibilidad a las tormentas ionosféricas de los sistemas SBAS 169
G. Rodríguez-Caderot, I. Blanco, M. Herraiz, M. Rodríguez-Bouza

Región solar origen de grandes tormentas geomagnéticas durante 1920-1928 172
Carrasco, V.M.S. , Aparicio, A.J.P., Gallego, M.C, Vaquero, J.M.

Sistema de información rápida de perturbaciones en la ionosfera 175
M. Rodríguez-Bouza, G. Rodríguez-Caderot, M. Herraiz, B. Moreno-Monge, I. Rodríguez-Bilbao

Estudio del efecto sobre la Península Ibérica de 4 tormentas geomagnéticas ocurridas en 2012 180
M. Rodríguez-Bouza, M. Herraiz, G. Rodríguez-Caderot, S.M. Radicella

Efectos de la actividad sísmica en la ionosfera: Algunos casos de estudio 188
F. Sánchez-Dulcet, M. Herraiz

Estudio de la sensibilidad en medidas de tomografía eléctrica entre pozos 196
Fabián Bellmunt, Alex Marcuello, Juanjo Ledo, Pilar Queralt

Estimativa de perfis de velocidade, no concelho de Cascais, com recurso a ensaios de refração sísmica 200
J.F. Carvalho, L. Almeida, P. Teves-Costa, I. M. Almeida

O sistema de rift Africano: Algumas considerações 204
Maria Rosa Duque

Como la gravimetría puede ser utilizada con un ensayo de bombeo para la identificación de la anisotropía horizontal en acuíferos no confinados. 208
Andrés González-Quirós , José Paulino Fernández-Álvarez

Tomografía eléctrica aplicada a la investigación del paleolago de La Larri y el karst de La Estiva (Valle de Pineta, Pirineos) 219

P. Ibarra , F.M. Rubio , A. Salazar-Rincon , P. Mata-Campo, M.T. Rico-Herrero, B.L. Valero-Garcés, B. Oliva-Urcia

Uso de técnicas geofísicas (GPR y ERT) para caracterizar ambientes dunares 224
Ángela Mártinez, Mercedes Solla, Natalia Caparrini, Susana Lagüela

Diagnóstico do estado de conservação da pedra de uma obra de arte Portuguesa do século XV aplicando técnicas geofísicas não invasivas 229
Manuela Mendes, Edite Martinho, Amélia Dionisio, Fernando Almeida, Carlos Grangeia

Aplicación del geo-radar para la documentación de humedades en obras de fábrica. 233
X. Núñez-Nieto, M. Solla, R. Asorey-Cacheda, B. Riveiro

Contaminação nas instalações da antiga fábrica da SPEL (Seixal): contributo da geofísica para a sua caracterização hidrogeológica 239
Elsa Ramalho, Mohamed Khalil, Judite Fernandes, 1), Helena Amaral(1), Fernando Santos(2)

Caracterización mediante Gravimetria de la estructura geológica de Hontomín (Burgos) 246
Rubio, F.M, Ayala, C, García Senz J. , Rey Moral, C; García Lobón J.L.

Prospecção geoarqueológica de estruturas megalíticas com recurso a georadar (Almendralejo, Espanha) 253
R. J. Oliveira, B. Caldeira, J. F. Borges, J. Pérez, F. Gómez, J. Figueria, C. Pro e F. Blasco

Avaliação do potencial fotovoltaico na Península Ibérica 257
S. Batista, C. A. Rochinha, M. L. R. Liberato, J. A. Santos

Implicações Geológicas e Tectônicas Através De Levantamentos Magnetométricos Terrestres Realizados Na Bacia De Itaguaí, Rip De Janeiro - Bazil. 261
Dione Nunes do Nascimento , Mauro César Geraldes, Miguel Angelo Mane

resultado de la MICROGRAVIMETRÍA 4d en el karst sierra de las nieves (málaga) 269
J.L. Plata

Avaliação e Caracterização do Estado de Contaminação do Solo: Resultados Preliminares do Projeto de Remediação da Área Envolvente à Votorantim Metais, Minas Gerais, Brasil 279
Dias. N.

Avaliação e Caracterização da Contaminação de Águas e Sedimentos: Resultados Preliminares do Projeto de Remediação do Córrego Consciência e Barreiro Grande, Minas Gerais, Brasil 286
Martins. L.

A harmonização de dados altimétricos segundo a Diretiva INSPIRE 292
E. Barreira, M. Silva, P. Patrício, A. Fonseca.

Avaliação da viabilidade do uso de UAVs para gravimetria aérea 300
Luísa Bastos, Wenlin Yan, Américo Magalhães, Diogo Ayres-Sampaio

Análisis de bibliotecas de alto rendimiento de álgebra numérica para CPU y GPU 303
J. L. G. Pallero

Posicionamiento con Técnicas de Astronomía Geodésica en la Exploración de Marte 313
G. Barderas, P. Romero

Evaluación de la calidad de medida en equipos GNSS (Global Navigation Satellite System) 318
Teresa Fernández Pareja

Red de nivelación de la marisma del Parque Nacional de Doñana. Infraestructura de apoyo para seguimiento evolutivo micro-topográfico de su lecho 323
J. C. Robredo Sánchez, J. A. Mintegui Aguirre, P. Huelin Rueda, C. Gonzalo Aranoa, J. Elorrieta Jove

Aspectos Geodésicos en la Aplicación de Plataformas Aéreas no Tripuladas (UAV) a la Prevención de Incendios 336
G. Rodríguez-Caderot, P. Romero, B. Moreno, G. Barderas

Avaliação do desempenho de IMUs do tipo MEMS para georreferenciação direta 337
Diogo Ayres-Sampaio, José A. Gonçalves, Américo Magalhães, Luísa Basto

Séries Temporais de Imagens SAR para Monitorização de Grandes Obras 341
Glória Patrício, Pedro Guimarães, Joaquim J. Sousa, António M. Ruiz, Luísa Bastos

Fusão de deslocamentos medidos com o GNSS e de dados de acelerómetros medidos com elevada frequência de amostragem utilizando um filtro de Kalman 344
José Nuno Lima, Sérgio Oliveira, Maria João Henriques

Análise Bayesiana de Regressão Multivariada 349
João Casaca

Modelo empírico para la optimización de medidas de columna total de ozono mediante un radiómetro NILU-UV 351
Piedehierro, A. A., Cancillo , Serrano, A., Vilaplana, J.M.(2), García, J.A. (1), Bogeat, J.A.(2), Antón, M.

Climatologia de Ciclones Extratropicais num Clima em Mudanç a: cenário RCP8.5 358
Daniela, C. A., Soares, Pedro M. M., Miranda, Pedro, M. A. Miranda

Predictabilidade das previsões numéricas em Portugal Continental 368
Bartolomeu, S. , Rocha, A. , Luna, T.

Caracterización preliminar de un espectrorradiómetro Avantes de CCD en la Estación de Sondeos Atmosféricos "El Arenosillo" en Huelva, España 375
Bogeat,J. A., Vilaplana J. M., A. A. Piedehierro, A. Serrano, G. Sánchez

Análisis e implementación de un algoritmo para la caracterización de la cobertura nubosa en imágenes de cámara de todo cielo 380
Bogeat,J. A.,, Vilaplana J. M. , Serrano, A. , Cancillo, M. L.

Predicción de la concentración de óxidos de nitrógeno utilizando redes neuronales de base radial 384
Capilla, Carmen

Atmospheric Rivers and precipitation in the Madeira Island: 10-years analysis 389
Flavio Couto, Rui Salgado, Maria João Costa, Victor Prio

Testes de sensibilidade às parametrizações de cúmulos na previsão de precipitação do WRF 396
Juan A. Ferreira, Alfredo Rocha, Ana C. Carvalho

Climate projections and uncertainties for the Portuguese viticultural regions 399
H. Fraga, A.C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, J. A. Santos

Estudo do ambiente térmico de uma nave industrial a partir da definição de ilhas térmicas 402
M. Morgado, M. Talaia, L.Teixeira

O estudo do ambiente térmico e a subjetividade da sensação térmica dos trabalhadores 407
M. Morgado, M. Talaia, L.Teixeira

Determination of the cloud cover using ground-based measurements of downward longwave radiation. Comparison with an all-sky camera images. 411
M.D. Freile-Aranda, J.L. Gómez-Amo, M.P. Utrillas, C. Marcos, J.A. Martínez-Lozano

Relación entre el espesor óptico de nubes y los índices de claridad kt y kt' 416
D. Serrano, M.J. Marín, M.D. Freile-Aranda, M.P. Utrillas, M. Nuñez, J.A. Martínez-Lozan

The influence of temperature variability on grapevine phenology. Case study: Lisbon winemaking region (Portugal) 421
A.C. Malheiro, H. Fraga, R. Campos, J. Moutinho-Pereira, J. Eiras-Dias, J. Silvestre, J.A. Santos

Calidad del aire en la ciudad de Badajoz y estudio de la concentración de ozono troposférico 423
S. Márquez, F. J. Acero, M. Mota, A. A. Piedehierro

Tormentas relacionadas com elevadas ráfagas de viento sobre la Península Ibérica 428
Paulina Ordóñez, Margarida L. R. Liberato, Joaquim G. Pinto, Alexandre M. Ramos, Melanie K. Karremann, Isabel F. Trigo, Pedro Ribera

Caracterização da evolução da vegetação em Portugal Continental 432
Lourdes Bugalho, Luís Pessanha

Informação mútua não-Gaussiana entre modos de variabilidade lenta da Atmosfera e Oceano 438
Carlos A. L. Pires

Simulações Numéricas sobre a Formação e Evolução de Nevoeiros na Região Alentejo 443
C. Policarpo, R. Salgado, M. J. Costa

Avaliação do potencial eólico onshore na Península Ibérica simulado pelo CCLM 445
C. A. Rochinha, J. A. Santos, M. L. R. Liberato, J. G. Pinto

Radiação UV no sul de Portugal 450
V. Salgueiro, M. J. Costa

Previsão de tornados através da análise de índices de instabilidade 455
Marta Teixeira, Alfredo Rocha, Tiago Luna

WRF-Chem skill in simulating a Saharan dust Event over Portugal 462
J. Teixeira, A. C. Carvalho, A. Rocha

Probabilidad de plumas volcánicas en España 468
M.D.Valentí-Pía , J.A. Adame, M. Gil-Ojeda, B.A. de la Morena

Fogos florestais: Efeitos nas propriedades dos solos florestais 474
Hugo Viriato

Séries temporais de longo prazo para as medições de dióxido de azoto e de ozono na Antártica com observações terrestres e de satélite 482
R. Mendes, D. Bortoli

Tomografia para determinação da Distribuição Espacial do Vapor de Água através de Observações GNSS 489
André Sá , Fábio Bento, Rui Fernandes, Paul Crocker

The climatic conditions in which Vitis Vinifera L. varieties are grown in Portugal 495
H. Fraga, A.C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, A. A. Oliveira, J. A. Santos

Sobrelevação do Nivel do Mar na Costa Moçambicana: A Contribuição do Vento e da Pressão Atmosférica 498
Adérito C. F. Aramuge, Alfredo Rocha, Paulo A. Silva

Descargas de Águas Subterrâneas na região dos Olhos de Água, Algarve – alguns resultados das campanhas CTD 503
Fátima M. Sousa, Gabriela Carrara, Judite Fernandes, Dmitri Boutov

Efectos en la dinámica torrencial del río Chijra, un pequeño curso andino tributario al Río Grande de Jujuy (Argentina), causados por alteraciones en su cauce 508
Juan Ángel Mintegui Aguirre, David Esteban Allende, José Carlos Robredo Sánchez, Pablo Huelin Rueda

Evaluación de la variabilidad de parámetros fisicoquímicos y bacteriológicos del agua de un rio 516
Carmen Capilla

Efecto de un periodo más lluvioso en el contenido en radiocarbono de un acuífero freático extenso en un área árida 521
E. Custodio, J. Custodio–Ayala

Evaluación de la protección conseguida en la cuenca de un torrente de montaña ante los daños causados por eventos torrenciales mediante su restauración hidrológicoforestal. Cuenca del torrente de Arratiecho en el Pirineo Aragonés, España 525
Santiago Fábregas Reigosa, Juan Ángel Mintegui Aguirre, Rocío Hurtado Roa, José Carlos Robredo Sánchez, Pablo Huelin Rueda

Hydrogeophysics contribution to the development of hydrogeological conceptual model of coastal aquifers – Albufeira-Ribeira de Quarteira aquifer case study 533
Alain P. Francés, Elsa C. Ramalho, Michel Groen, Mohamed A. Khalil, Rui Hugman, Judite Fernandes, Fernando A. Monteiro Santos

La estabilidad de los suelos riparios. Una metodología de integración de integración del análisis de erosión de lecho y orillas con el análisis de estabilidad de taludes. 544
García J.L., Tardío G.

Estudio del comportamiento original de un antiguo cono aluvial antropizado. El caso del arroyo del Partido, cañada del Pinar y caño Marín (Huelva) 549
Pablo Huelin Rueda, José Carlos Robredo Sánchez, Juan Ángel Mintegui Aguirre

Los servicios de las aguas subterráneas al bienestar humano en España 560
Manzano, M., Lambán, J., Montes, C.

Análise da Convergência das Margens da Albufeira de uma Grande Barragem 565
João Casaca, Vasco R. Conde

Discussion and Development of a conceptual model for groundwater flow in the desert fringes west of Minia district, Egypt. 567
Ahmed Mohammed Massoud, José Paulino Fernández-Álvarez , Ahmed Aziz Abdelmoniem

Grados de Libertad Fluvial de las Ramblas Mediterráneas, España 581
María Elvia Guzmán Villanueva, José Anastasio Fernandez Yuste, José Luis García Rodriguez

Utilidad de las herramientas SIG en la modelización hidrogeológica de minas subterraneas. 585
Ramón Díaz Noriega, José Paulino Fernández Álvarez

Outros Artigos

Preparación del primer vuelo en vehículo aéreo no tripulado para la medida de. 595
Bogeat,J. A.,Vilaplana J. M., A. Serrano, M. L. Cancillo, A. A. Piedehierro, M. D. Valenti, B. De la Morena

viStaMPS: Aplicação Informática para Processamento, Manipulação e Visualização de Séries Temporais de imagens SAR 598
Pedro Guimarães, Glória Patrício, Joaquim J. Sousa, António Sousa, Antonio Ruiz, Luís Magalhães, Luísa Bastos.

Testes de sensibilidade à parametrização do WRF para alimentar um modelo solar de alta resolução, Re.Sun 603
Dora Fonseca, Alfredo Rocha, Rui Faria Pereira, Tiago Luna

O Atlas Geotérmico Nacional: uma ferramenta para fomentar a exploração dos recursos geotérmicos em Portugal. 610
Elsa Ramalho

Diferencias en las sacudidas sísmicas en Granada estimadas mediante acelerogramas y estructuras Vs del terreno obtenidas con ruido ambiental.

Shake differences in the city of Granada estimated by accelerograms and surface Vs structures obtained from ambient noise measurements.

Velasco, G. [(1)], Alguacil G. [(1)], Vidal F. [(1)], Navarro M. [(1,2)] y García-Jerez, A. [(1)]

[(1)]Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, 18070, Granada (España) alguacil@ugr.es; gvelasco@correo.ugr.es; fvidal@ugr.es; agjerez@ugr.es

[(2)]Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería, La Cañada, 04120, Almería (España) mnavarro@ual.es

SUMMARY

The wave amplification for soft soil deposits is a well-known cause of damage to structures during earthquakes. The city of Granada, located in the region of highest seismic hazard in Spain, was affected in past by destructive earthquakes. To evaluate the effect of local geology in modifying ground motion in Granada, accelerograms were simulated at 10 soil sites from earthquake records on hard soil. We used Vs ground models (up to a depth of h ≈ 100 m) obtained through a joint inversion of dispersion curves (SPAC method) and H / V estimates from microtremor. 1D simulations have been made with the Thomson- Haskell method using some recent local (Mw ~ 4.0) and Italian (Mw 5.3 and 6.3) earthquakes. The resulting values for the characteristic parameters of the ground motion (PGA, PGV, CAV and AI) are significantly higher (about 2-3 times) than the input ones. The acceleration response spectra for soil sites at least double the value of the input for the full period band (0.1-3 s), with higher peaks for site-dependent periods. The input power spectra show an amplification of more than twice the reference value between 0.1 to 1.2 s with site-dependent peaks as well.

1. INTRODUCCION

Los datos de sismicidad instrumental e histórica revelan que la ciudad de Granada (SE España) ha sido afectada en varias ocasiones por terremotos relevantes locales o muy cercanos. Por ejemplo podemos mencionar los del 24 de Abril de 1431 y 4 de Julio de 1526, muy cercanos a Granada, los del 27 de octubre de 1806 y 31 de mayo de 1911 en Santa Fe, el del 25 de diciembre de 1884 en Arenas del Rey y el del 19 de abril de 1656 de Albolote (Vidal, 1986). Debido a su nivel de actividad sísmica, la norma de construcción sismorresistente española (NCSE-02) considera a la ciudad de Granada como la de mayor peligrosidad sísmica de toda España, con una aceleración sísmica básica de 0.24 g para un periodo de retorno de 475 años. Esta peligrosidad conlleva que el estudio de las características del movimiento sísmico del terreno en diferentes partes de esta ciudad adquiera un especial interés, para poder conocer las diferencias en la peligrosidad local y adecuar la toma de medidas preventivas, de mitigación y de preparación para responder ante un eventual terremoto.

Los efectos de sitio tienen un gran peso en el cálculo de la peligrosidad sísmica. En efecto, la amplificación de ondas por depósitos de suelo blando cerca de la superficie es una causa bien conocida del daño en estructuras durante terremotos, como p. e. en el caso del terremoto de Michoacán, México en 1985 (Celebi *et al.*, 1987).

Estudios previos sugieren que en zonas de suelo blando los efectos de sitio son más relevantes que aquellos relacionados con la fuente, aún en campo cercano (Borcherdt, 1970). Un antecedente relevante fue el informe de la Comisión Estatal de Investigación Sísmica de California: "*La cantidad de daño producida por el terremoto de la bahía de San Francisco de 1906 depende principalmente de la condición geológica del suelo. En donde la superficie es roca se produjo daño limitado; la mayor violencia del terremoto se manifestó sobre la tierra ganada al mar*".

Muchas ciudades, como p. e. Granada, están emplazadas sobre estructuras sedimentarias que pueden provocar una significativa amplificación de las ondas sísmicas. La presencia de estos terrenos blandos implica un incremento de los valores máximos del movimiento en términos de aceleración (PGA), velocidad (PGV) y desplazamiento (PGD), una variación en los valores alcanzados de estos parámetros en diferentes rangos de frecuencias, y un aumento en la duración de la sacudida sísmica (SISMOSAN, 2007). Sin embargo, la caracterización de la sacudida del suelo en términos de las condiciones locales no es una tarea sencilla por la diversidad de los materiales geológicos y las formas irregulares de las estructuras del suelo formadas por erosión, meteorización, sedimentación y otros procesos geológicos cercanos a la corteza terrestre.

La ciudad de Granada se encuentra en un área de sismicidad moderada, lo que explica la escasez de registros de movimiento fuerte de suelo. Dicha limitación de los datos hace casi imposible el uso de técnicas que necesiten acelerogramas de terremotos, como p.e el Método de la estación de referencia en roca (Borcherdt, 1970). Además de esto, se ha comprobado que la profundidad de las capas sedimentarias de suelo blando puede llegar a ser muy grande, hasta 200 metros en algunas partes de la Cuenca de Granada (Morales et al., 1993). Dicha profundidad hace que las técnicas que usan fuentes artificiales de movimiento no sean capaces de caracterizar por completo la estructura del sitio.

Con el fin de determinar los valores de los parámetros necesarios para caracterizar la respuesta dinámica del suelo en distintos puntos de la ciudad de Granada, en este trabajo se han usado herramientas pasivas y de bajo costo capaces de dar información suficiente para proporcionar modelos realistas que reproduzcan las propiedades geofísicas del suelo en la ciudad. Para esto se han realizado mediciones de ruido sísmico ambiental en diferentes puntos y se han obtenido modelos de suelo en términos de V_S, mediante una inversión conjunta de curvas de dispersión (obtenidas mediante el método SPAC) y curvas H/V, que pueden reproducir los efectos de sitio de los puntos estudiados. Con esta información se hacen simulaciones del movimiento con registros en roca de terremotos reales (de zonas sismogenéticas similares a Granada) para obtener así las características del movimiento esperable en cada sitio en función de la estructura superficial del terreno determinada.

2. ZONA DE ESTUDIO Y DATOS.

La zona de estudio es el área urbana de la ciudad de Granada. En esta ciudad se han registrado instrumentalmente un gran número de terremotos cercanos, todos ellos de magnitud moderada o baja (Mb<5.5) y generalmente a profundidades de entre cinco y diecisiete kilómetros (Vidal y Castillo, 1993; Morales *et al*.,1997).

Desde un punto de vista geológico, la ciudad de Granada está situada en el borde nororiental de la Cuenca de Granada. Se trata de una cuenca neógena situada en el sector central de la Cordillera Bética que tiene una longitud máxima de unos 65 kilómetros de este a oeste y unos 40 kilómetros de norte a sur (Sanz de Galdeano *et al.,* 2011). La cuenca Granada fue sometida a subsidencia continua entre el Mioceno Superior y el Cuaternario, a condiciones

marinas en un periodo entre seis y once millones de años atrás y a sedimentación continental hasta hace medio millón de años aproximadamente (Navarro *et al*., 2010). Los sedimentos más antiguos son conglomerados, calcarenitas y margas depositadas en ambientes marinos durante el Tortoniense inferior, de nueve a diez millones de años atrás. La sedimentación marina continuó hasta el Tortoniense superior. La cuenca se elevó durante el Messiniense, entre seis y siete millones de años atrás, aislándose así de otras circundantes. El relleno continental está constituido por conglomerados, limonitas, areniscas y calizas, depositados en la parte central de la cuenca por los ríos que drenan las montañas de los alrededores y también por ambientes lacustres (Navarro *et al.,* 2010).

Los 10 puntos de la ciudad que fueron estudiados se muestran en la Figura 1 y se denominan según la zona en que se encuentran: Aynadamar, Zaidín, Beiro, Bola de Oro, Fuentenueva, Estadio de la juventud, Chana, Náyades, Ciencias y Granada 74.

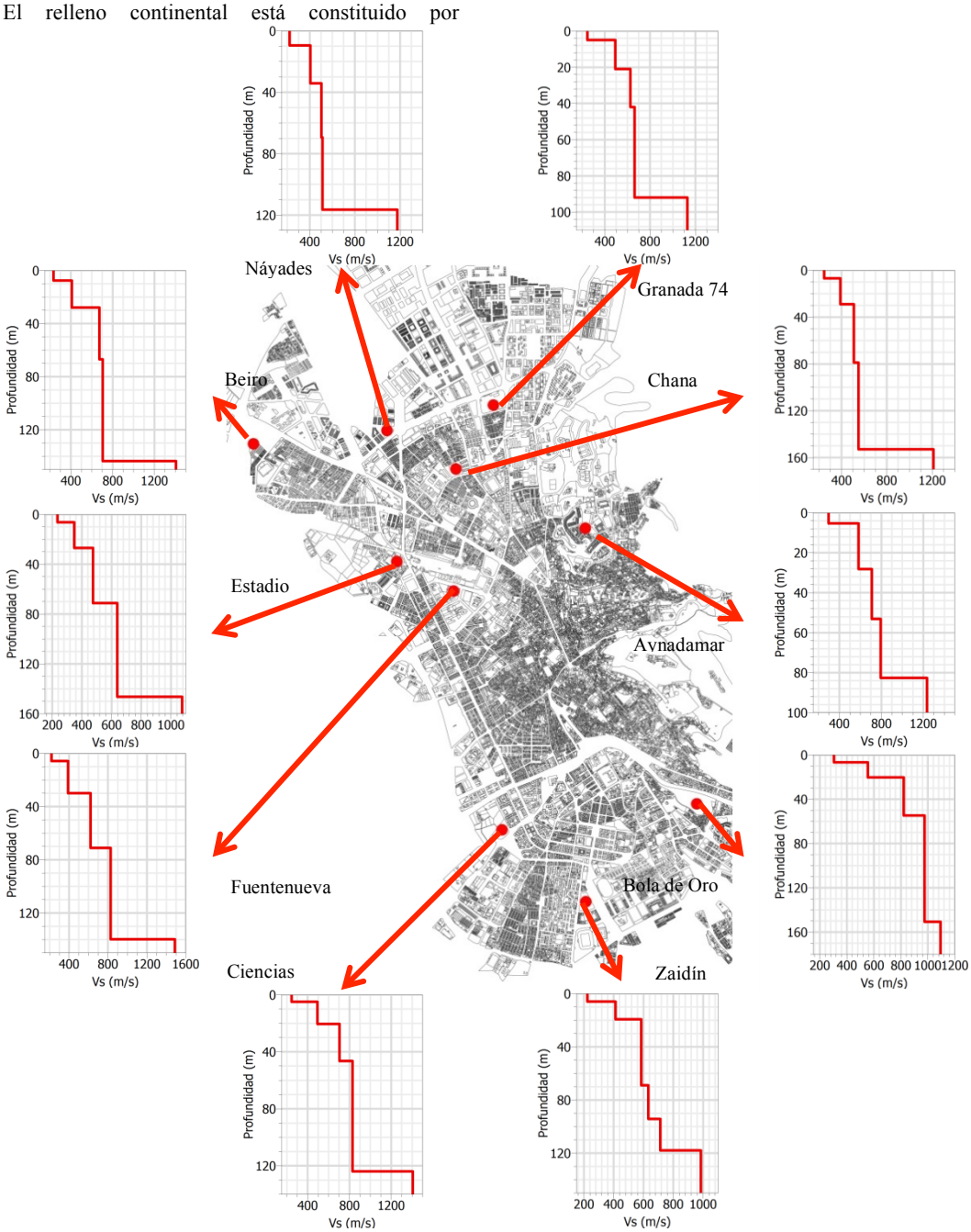


Figura 1* – Mapa de la Ciudad de Granada con los sitios de medidas de array y modelos de velocidad *Vs* obtenidos mediante la inversión conjunta de las curvas de dispersión y de HVSR *(Map of the city of Granada with the array measurements sites and Vs velocity models obtained through the joint inversion of the dispersion and HVSR curves).

Para obtener las curvas de dispersión se tomaron registros de ruido con una antena sísmica circular formada por seis sensores de componente vertical VSE-15D, cinco de los cuales se distribuyeron regularmente a lo largo de una circunferencia y el último sensor se ubicó en el centro de la misma. Los radios de cada uno de los sucesivos 3 o 4 dispositivos desplegados en cada sitio variaban de 3 a 30 metros dependiendo del espesor previsto de sedimentos a analizar y del espacio disponible en cada punto de medición. La grabación de datos duró 30 minutos en cada uno de los sucesivos dispositivos, con una señal muestreada a 200 Hz (Navarro *et al*. 2012).

Para el análisis de las señales, estas fueron divididas en intervalos de 20 segundos con un solapamiento del 80% y fueron transformadas al dominio de la frecuencia mediante la Transformada Discreta de Fourier. Operando en el dominio de la frecuencia, se obtuvieron las coherencias entre las estaciones del perímetro y la central y se promediaron acimutalmente para cada array, obteniéndose los coeficientes de correlación o SPAC $\rho(r,\omega)$.

Para el cálculo las curvas H/V se usaron registros de microtremor con una estación sísmica digital Taurus y un sensor sísmico triaxial Trillium Compact (con una respuesta uniforme de 20 s a 100 Hz) a 100 muestras por segundo. Los ficheros de salida

se procesaron con el programa SEISAN y fueron filtrados en un rango entre 0.2 Hz. y 20 Hz.

Para calcular la duración de registro a la que se estabiliza la razón espectral HVSR, se realizó un estudio estacionariedad y de elección de la ventana óptima. En dicho test, se tomaron medidas en continuo en dos puntos situados en la calle Aixa la Horra y en la calle Náyades, para ver la variación en el tiempo de la razón H/V y comparar las razones medias obtenidas para el mismo sitio con diferentes ventanas de registro. Estos sitios tenían características de ruido y de estructura subsuperficial diferentes; el primero tenia las fuentes de ruido más alejadas que el segundo y está situado sobre una estructura del terreno más dura (Formación Alhambra). El segundo sitio tenía una fuente de ruido espuria cercana y la estructura del subsuelo es relativamente blanda (V_{S30} de 294 m/s, según Navarro *et al.,* 2010). De esta manera podemos determinar la ventana óptima de registro en la cual dejan de existir múltiples picos en la razón espectral debidos a otras fuentes de excitación espurias cercanas (que son dominantes en ventanas de ruido cortas) y por tanto en la razón H/V estimada, pero que no se corresponden con las características geológicas locales. Estas fuentes de excitación indeseables pueden ser causadas por el tráfico cercano de automóviles o por personas, vibraciones en sitios de construcción cercanos, maquinaria, ráfagas de viento, etc. Dichas fuentes pueden inyectar energía al suelo en una frecuencia que no llega a ser atenuada en el camino al sensor sísmico, lo cual puede generar marcas espectrales dentro de la razón H/V que no son características del sitio sino de la fuente generadora.

Las curvas de razón H/V fueron obtenidas con el *programa Geopsy*. Como se puede apreciar en la Figura 2a el sitio de la calle Náyades presenta una buena estabilidad y estacionariedad para ventanas de tiempo ≥ 60 minutos, mientras que el sitio de la calle Aixa la Horra lo hace para ventanas de tiempo ≥ 90 minutos (Figura 2b). Este resultado es lógico, pues el sitio sobre suelo blando atenúa de mejor forma las fuentes cercanas de excitación indeseable. Es destacable la aparición de niveles de ruido altos en el sitio de la Calle Aixa la Horra, en el rango de frecuencias de 4.0 a 5.0 Hz en horas nocturnas, debido probablemente a fuentes cercanas. Esta comprobación de la ventana óptima para determinar con fiabilidad el periodo dominante del terreno a partir de la razón H/V con ruido ambiental es un requisito fundamental y ha sido recientemente recalcado por Lermo et al., (2013) para validar el factor de amplificación.

3. CÁLCULO DE LAS CURVAS DE DISPERSIÓN Y CURVAS HVSR.

Método de Autocorrelación espacial modificada SPAC.

Este método (Chávez-García et al., 2005; García-Jerez et al., 2007) usa muestras de ruido sísmico ambiental en un arreglo de estaciones sobre una superficie libre; obtiene las funciones de correlación cruzada entre diferentes pares de estaciones, con la misma distancia entre ellas, muestreando diferentes orientaciones en la superficie libre; y además se deben cumplir las siguientes dos hipótesis: 1) la vibración ambiental es estacionaria tanto en el tiempo como en el espacio, 2) el campo de ondas consiste en ondas dispersivas propagándose en toda la superficie.

Aki (1957) demostró que la razón entre el promedio de esas diferentes funciones de correlación cruzada y la función de auto-correlación en la estación de referencia (definida por Aki como el coeficiente de correlación), toma la forma de una función Bessel de primera clase y orden cero. En el argumento de la función de Bessel aparece la distancia fija de intersección, la frecuencia, y la velocidad de fase de las ondas propagadas. De este modo es posible obtener una curva de dispersión de la velocidad de fase usando registros filtrados en una serie de bandas de frecuencia estrechas.

Aki (1957) consideró un campo de ondas formado por la superposición de varias ondas planas propagándose en varias direcciones del plano horizontal, todas ellas con la misma velocidad de fase constante. El movimiento del suelo en los puntos (x, y) y $(x + \xi, y + \eta)$ de la superficie será $u(x, y, t)$ y $u(x + \xi, y + \eta, t)$. La función de auto correlación espacial es (Aki, 1957):

$$\phi(\xi, \eta, t) = \overline{u(x, y, t)\, u(x + \xi, y + \eta, t)} \qquad (1)$$

donde $\overline{u(t)}$ es el valor medio de $u(t)$ en el dominio del tiempo.

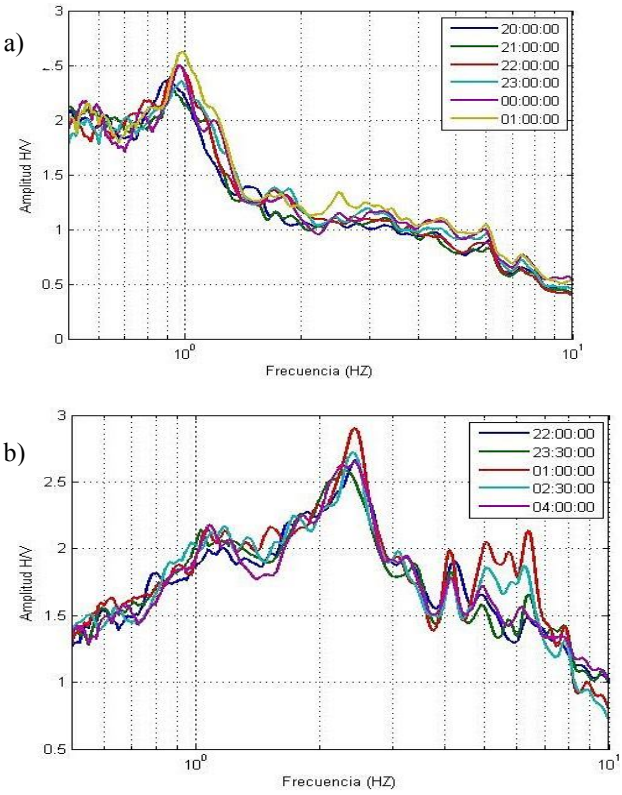


Figura 2. **Estacionariedad de la respuesta de la razón HVSR a) 60 minutos para el sitio de Náyades, b) 90 minutos para el sitio de Aixa la Horra.** ***(Stationarity of the HVRS response a) 60 minutes for Náyades site, b) 90 minutes for Aixa la Horra site).***

Aki (1957) asumió que el campo de ondas es estacionario y está compuesto por ondas estocásticas, y definió el promedio azimutal de la función de auto correlación espacial como:

$$\bar{\phi}(r) = \frac{1}{2\pi} \int \phi(r, \psi) d\psi \qquad (2)$$

en donde r y ψ son las coordenadas polares:

$$\xi = r\cos(\psi) \;;\quad \eta = r\,\mathrm{sen}(\psi). \qquad (3)$$

Seguidamente, demostró que el promedio azimutal de la función de auto correlación $\bar{\phi}(r)$ y la densidad espectral de potencia $\Phi(\omega)$ del campo de ondas u, se relacionan como:

$$\bar{\Phi}(r) = \frac{1}{\pi} \int \Phi(\omega)\, J_0\left(\frac{\omega}{c} r\right) d\omega \qquad (4)$$

donde J_0 es la función Bessel de orden cero y

$$\frac{\omega}{c} r = kr = \frac{2\pi r}{\lambda}, \qquad (5)$$

donde k es el número de onda y λ es la longitud de onda. La ecuación anterior también se aplica al caso de ondas dispersivas. Se necesita substituir c por $c(\omega)$, y se aplica un filtro paso banda a las señales. La densidad espectral se convierte en:

$$\bar{\Phi}(\omega) = P(\omega_0)\, \delta(\omega - \omega_0) \qquad (6)$$

En donde $P(\omega_0)$ es la densidad espectral de potencia en la frecuencia ω_0 y $\delta(\omega)$ es la función delta de Dirac. En este caso, el promedio azimutal de la función de correlación espacial puede escribirse como:

$$\bar{\phi}(r, \omega_0) = P(\omega_0)\, J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right). \qquad (7)$$

De acuerdo con Aki (1957), el coeficiente de auto correlación se definido como:

$$\rho(r, \omega_0) = \frac{\phi(r, \psi, \omega_0)}{\phi(0, \psi, \omega_0)}. \qquad (8)$$

Como $P(\omega_0)$ no depende de la posición, el promedio azimutal del coeficiente de auto correlación espacial puede escribirse como:

$$\rho(r,\omega_0) = J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right). \quad (9)$$

En la práctica, el coeficiente SPAC $\rho(r,\omega)$, se obtiene en el dominio de la frecuencia usando la transformada de Fourier de los microtremores observados (Vázquez *et al*., 2011):

$$\rho(r,\omega) = \frac{1}{2\pi}\int_0^{2\pi} \frac{R_e\, S_{cx}(\omega,r,\theta)}{\sqrt{S_c(\omega)\cdot S_x(\omega,r,\theta)}} d\theta \quad (10)$$

en donde $R_e(\,)$ es la parte real del argumento complejo, $S_c(\omega)$ y $S_x(\omega,r,\theta)$ son las densidades espectrales de potencia de los microtremores en los sitios c y x respectivamente, y $S_{cx}(\omega,r,\theta)$ es el espectro cruzado entre el movimiento de suelo de los dos sitios.

Los coeficientes SPAC deben obtenerse promediando la función de coherencia normalizada definida como el co-espectro entre los puntos C y X en la dirección θ. De los coeficientes SPAC $\rho(r,\omega)$ la velocidad de fase se obtiene para cada frecuencia del argumento de la función de Bessel en la ecuación (9), donde $c(f)$ es la velocidad de fase en la frecuencia f. El valor óptimo de $c(f)$ se obtiene usando una búsqueda en malla (Vázquez *et al*., 2011).

Siguiendo la metodología descrita, para obtener las curvas de dispersión, los espectros complejos de las estaciones del perímetro de los arreglos se han promediado y dividido por el espectro de la estación central correspondiente, obteniendo el coeficiente de correlación SPAC $\rho(r,\omega)$, ecuación (10). Los coeficientes SPAC $\rho(r,\omega)$ y la velocidad de fase de ondas Rayleigh se relacionan mediante la ecuación (9). Una vez determinado el coeficiente de correlación, se calcularon las curvas de dispersión para diferentes rangos de longitud de onda en función del radio utilizado en cada uno de los dispositivos medidos en el arreglo. Después se combinaron estas para obtener una única curva de dispersión para cada sitio estudiado.

Las curvas de dispersión obtenidas en los diez sitios de los arrays de Granada se muestran en la Figura 3. Las frecuencias de las curvas obtenidas varían entre 2.5 y 33.5 Hz y los valores de velocidad de fase van de 228 a 708 m/s. Se observó cualitativamente la relación entre las formas de las curvas de dispersión y las condiciones geológicas de cada sitio, pudiéndose detectar las variaciones laterales entre formaciones geológicas adyacentes.

Método de la razón espectral HVSR.

De acuerdo con Nakamura (1989) es posible estimar el efecto de la amplitud de la fuente con la razón:

$$A_S = \frac{V_S}{V_B} \quad (11)$$

donde V_S es el espectro de amplitud de la componente vertical en la superficie y V_B el de la componente vertical en el semiespacio Después se define una estima del efecto de sitio S_E:

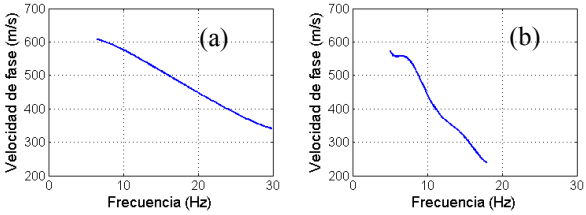
$$S_E = \frac{H_S}{H_B} \quad (12)$$

donde H_S es el espectro de amplitud de la componente horizontal en la superficie y H_B es el de dicha componente en el basamento (la base rígida subyacente). Para compensar S_E por el efecto de la fuente, se calcula una función modificada de efecto de sitio:

$$S_M = \frac{S_E}{A_S} \quad (13)$$

Que es equivalente a:

$$S_M = \frac{H_S/V_S}{H_B/V_B} \quad (14)$$



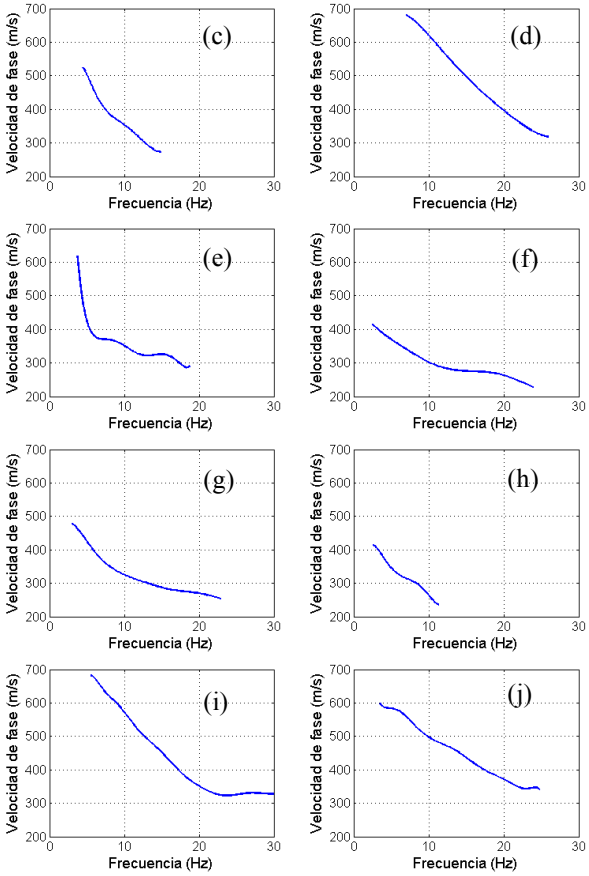


***Figura 3* - Curvas de dispersión obtenidas en Granada a) Aynadamar; b) Zaidín; c) Beiro; d) Bola de Oro; e) Fuentenueva; f) Estadio; g)Chana; h) Náyades; i)Ciencias; j) Granada 74 *(Dispersion curves obtained in Granada)*.**

Finalmente se acepta que la relación H_B/V_B es igual a la unidad (propiedad comprobada por Nakamura con medidas instrumentales en pozos), de modo que la función del efecto de sitio, corregida por el término de la fuente, se puede escribir como:

$$S_M = \frac{H_S}{V_S} \quad (15)$$

Para obtener las curvas se hizo uso del *Programa Geopsy*. Los resultados se muestran en la Figura 4.

La aplicación *Geopsyhv* usada en este trabajo hace posible la elección de una serie de parámetros para el proceso de la señal. El método de suavizado empleado fue el de Konno y Ohmachi (1998), que usa un ancho de banda constante en una escala logarítmica, y la anchura de la función Taper elegida fue del 5% de la ventana. Las señales horizontales de ruido sismico ambiental fueron promediadas usando la media cuadrática que se muestra a conttinuacion:

$$H(f) = \sqrt{\frac{N^2(f)+E^2(f)}{2}} \quad (16)$$

Se eligieron ventanas con una duración variable de entre 20 y 40 segundos con un solape del 30%. Lo anterior no influye en la máxima amplitud espectral pero si mejora el aspecto general de la curva. Los parámetros usados en el algoritmo de anti-disparo fueron los siguientes: 1 segundo para el promedio a corto plazo o STA, 30 segundos para el promedio a largo plazo o LTA, 0.20 como valor mínimo de la razón STA/LTA y 2.5 como valor máximo de la razón STA/LTA.

4. INVERSIÓN DE LOS MODELOS DE VELOCIDAD MEDIANTE LAS CURVAS DE DISPERSIÓN Y LAS CURVAS HVSR.

El algoritmo de inversión usado fue el propuesto por Wathelet (2007), implementado en el *programa Geopsy*. Se trata de un esquema de inversión directa para curvas observadas con el fin de obtener el perfil de velocidades V_S. El Algoritmo de la Vecindad

(Wathelet, 2007) es un método estocástico de búsqueda directa para encontrar modelos de datos aceptables que se ajusten a un espacio multidimensional de parámetros (Sambridge, 1999). Se basa en la división del espacio de parámetros en celdas de Voronoi, que constituyen una descomposición única del espacio en n regiones alrededor de n puntos p_i. Cada punto dentro de una celda Voronoi representa una muestra, la cual a su vez es un grupo de parámetros que corresponde a un modelo de suelo. La celda alrededor del punto p_i es definida por el conjunto de los puntos con mayor cercanía a p_i que cualquier otro punto p_j, en donde $i \neq j$. El objetivo es muestrear todas las regiones del espacio de parámetros en donde se encuentran modelos con error aceptable. La descomposición Voronoi del espacio de parámetros es la base de la función de costo del problema inverso, la cual es progresivamente refinada durante el proceso de inversión

El Algoritmo de la Vecindad necesita cuatro parámetros de afinación: el número de iteraciones por ejecución, el número de modelos escogidos aleatoriamente dentro del espacio de parámetros al inicio de la inversión, el número de modelos a generar en cada iteración y el número de celdas destacadas en donde se generan los nuevos modelos.

La inversión sigue los siguientes pasos. 1) Los modelos iniciales son generados aleatoriamente con una probabilidad uniforme dentro del espacio de parámetros. 2) La función de desajuste es calculada para los primeros modelos. 3) Las mejores celdas son seleccionadas. 4) Se generan los nuevos modelos dentro de las mejores celdas con una probabilidad uniforme en cada celda. 5) Por último, las nuevas muestras regresan al cálculo de la función costo y el proceso se repite el número de iteraciones señalado anteriormente.

En el caso de que una nueva celda sobresaliente se ubique en los márgenes de la celda del cálculo anterior, la densidad de muestreo no decrecerá sistemáticamente después de la iteración. Esta es una propiedad de la geometría de Voronoi que permite al centro de muestreo saltar de un sitio a otro, mientras que se muestran las regiones más prometedoras simultáneamente.

La inversión conjunta de la curva de dispersión (obtenida con SPAC) y la curva HVSR se hace con el fin de que la información de ambas observaciones sea complementaria. La razón HVSR generalmente exhibe un pico que corresponde a la frecuencia fundamental del sitio. Aun y cuando no es bien conocido el contenido del campo de ondas del ruido sísmico ambiental, aquí se hace la suposición de que las ondas superficiales del modo fundamental Rayleigh son las predominantes, y por tanto, que su elipticidad dicta las curvas observadas.

El espectro H/V contiene información valiosa acerca de la estructura subyacente, especialmente una relación particular entre la velocidad V_S de los sedimentos y su espesor (Scherbaum *et al.*, 2003). Con base en esto, la inversión conjunta genera modelos que se adaptan a la curva de dispersión y que tengan la máxima amplitud de la razón H/V en la misma frecuencia que la observada.

Para resolver el problema directo, esto es el cálculo de las curvas de dispersión a partir de los modelos generados, se considera únicamente la velocidad de fase de ondas Rayleigh. Esto es debido a que la curva de dispersión observada se obtuvo procesando la componente vertical del ruido sísmico. El cómputo se basa en el problema de autovalores descrito por Thomson (1950) y Haskell (1953).

Una vez calculadas las curvas de dispersión y las H/V teóricas de los modelos generados con la ejecución del algoritmo, se procede a obtener el valor de desajuste o costo, el cual viene dado por:

$$misfit_{global} = (1-\alpha)(misfit_{DC}) + \alpha(misfit_{H/V}) \qquad (17)$$

siendo a su vez:

$$misfit_{DC} = \sqrt{\sum_{i=0}^{n_f} \frac{(x_{di}-x_{ci})^2}{x_{di}^2 n_f}}, \qquad (18)$$

$$misfit_{H/V} = \frac{(f_0)_{experimental}(f_0)_{calculada}}{(df_0)_{experimental}}, \qquad (19)$$

donde:

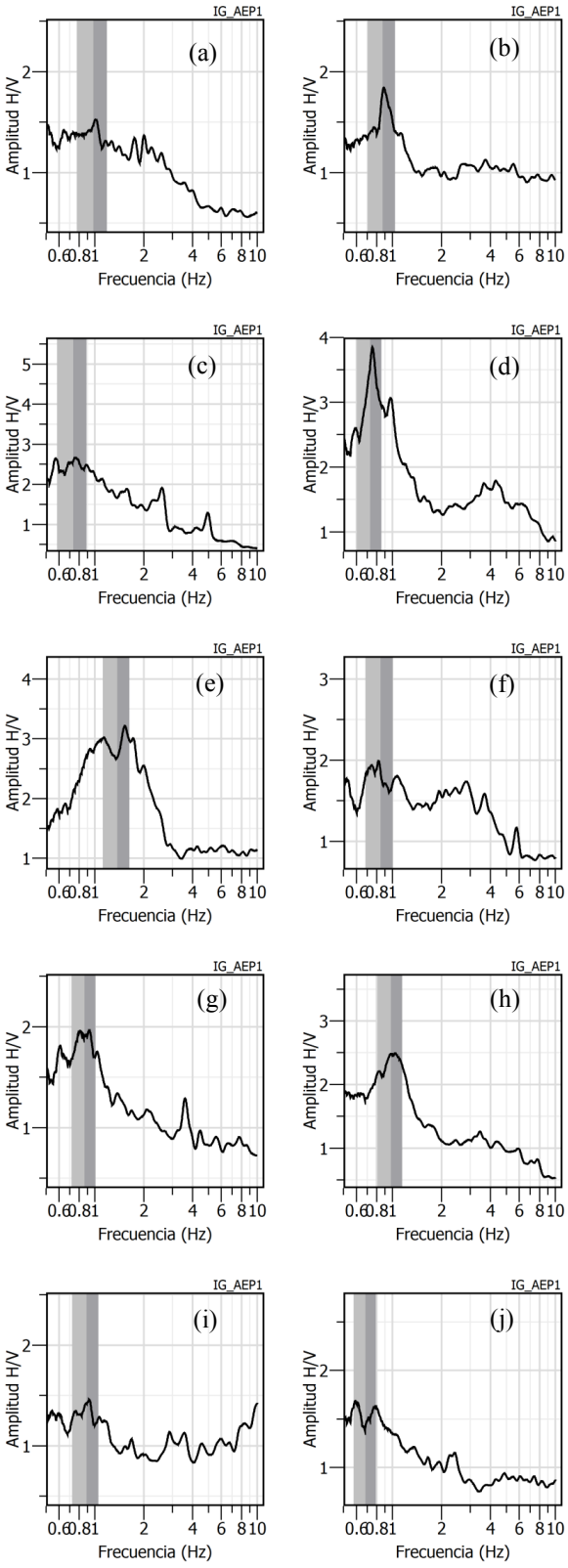


***Figura 4* - Razones espectrales HVSR obtenidas con el *programa Geopsy*. *(HVSR spectral ratios obtained with Geopsy)* a) Aynadamar; b) Zaidín; c) Beiro; d) Bola de Oro; e) Fuentenueva; f) Estadio; g) Chana; h) Náyades; i) Ciencias; j) Granada 74.**

- x_{di} y x_{ci} son la velocidad de la curva de dispersión observada y calculada en la frecuencia f_i respectivamente.
- n_f es el número de muestras de frecuencias consideradas.
- f_0 es la frecuencia de la máxima amplitud H/V
- df_0 es la desviación estándar de la frecuencia de la máxima amplitud H/V experimental
- α el peso dado al desajuste de la razón H/V.

La parametrización del modelo debe incluir todos los casos posibles de estructuras 1D que son capaces de igualar la complejidad de la curva observada. Se debe empezar con el modelo más sencillo e ir aumentado las capas necesarias cuando los datos no se reproducen suficientemente. También se aconseja fijar el espesor de las capas con una aproximación de prueba y error dando rangos amplios y enfocándose en las zonas en donde la curva da más información. La densidad del material tiene poca influencia en las curvas de dispersión por lo que usualmente se fija en un valor constante por capa basándose en información geotécnica. Los valores de velocidad de ondas P y S se relacionan mediante el módulo de Poisson.

Para parámetros pobremente acotados, los resultados pueden diferir cuando se inician dos inversiones separadas. Entonces, la robustez del resultado final se revisa al ejecutar la misma inversión varias veces con diferentes semillas aleatorias (un valor entero que inicializa el generador pseudo-aleatorio)

En la Tabla 1 se presentan los resultados de la inversión conjunta de la curva de dispersión y la curva HVSR con el complemento *Dinver* del *programa Geopsy*. Los parámetros iniciales de los modelos invertidos fueron creados en base a la inversión hecha por Navarro *et al*. (2010) pero aumentando la profundidad de las capas finales para aprovechar la información de la curva HVSR. La inversión se ejecutó varias veces con diferentes semillas aleatorias para verificar que los mejores modelos fuesen similares. Haciendo esto se asegura que todo el espacio de parámetros es escaneado en la búsqueda de una solución óptima. También se ajustaron la velocidad de la onda P y la densidad del material para que variasen conjuntamente con la V_S.

Tabla 1* - Resultados de la Inversión conjunta hecha con *Geopsy*. *(Results of the joint inversion made with Geopsy.)

Aynadamar		**Zaidín**		**Beiro**		**Bola de Oro**		**Fuentenueva**	
h	V_S	***h***	V_S	***h***	V_S	***h***	V_S	***h***	V_S
m	**m/s**	**m**	**m/s**	**m**	**m/s**	**m**	**m/s**	**m**	**m/s**
5	298	6	225	8	234	7	304	6	220
28	582	19	414	28	410	20	555	30	390
53	709	69	586	67	673	55	822	71	622
83	795	94	633	144	706	151	977	140	829
-	1237	118	713	-	1407	-	1095	-	1489
		-	986						
Estadio		**Chana**		**Náyades**		**Ciencias**		**Granada 74**	
h	V_S	***h***	V_S	***h***	V_S	***h***	V_S	***h***	V_S
m	**m/s**	**m**	**m/s**	**m**	**m/s**	**m**	**m/s**	**m**	**m/s**
6	236	7	248	10	222	5	248	5	248
27	349	29	390	34	406	21	495	21	495
71	475	79	510	69	505	47	706	42	628
146	639	153	550	117	513	124	831	92	665
-	1076	-	1212	-	1177	-	1407	-	1131

h es la profundidad y ***Vs*** la velocidad de cada capa.

Estos resultados muestran que la inversión conjunta de la curva de dispersión con la frecuencia dominante de la razón H/V aporta información sobre estructuras profundas que el método SPAC con arrays limitados en la apertura de su radio no proporciona. Con una inversión basada solamente en las curvas de dispersión aquí estimadas, solo se pueden obtener modelos de hasta unos 50 metros de profundidad (Navarro, *et al.,* 2010), con lo cual es difícil reproducir las frecuencias predomi-nantes aquí encontradas (Figura 4) con el método de Nakamura.

En la Figura 1 se muestran esquemáticamente los resultados de la inversión conjuntaentérminos de *Vs* y de la profundidad del estrato. En todos los modelos encontrados se llegó hasta una capa con Vs mayor a 1000 m/s, cuya profundidad es muy variable.

Hay sitios en que se alcanzan velocidades altas a poca profundidad, p.e. Aynadamar, con 582 m/s a 28 ms, y Bola de Oro con 555 m/s a 20 m. Ambos sitios son próximos a la formación Alhambra y eso explica su singularidad. Estadio, Chana y Náyades son los sitios con *Vs* más bajas si se compara con los demás a profundidades similares. Así Náyades tan solo tiene 505 m/s a 69 m, y Beiro 673 m/s a 67 m. Los sitios cercanos a la Vega de Granada tienen estratos menos consolidados que los sitios próximos o sobre la Formación Alhambra. En una zona intermedia se encuentran Fuentenueva, Beiro, Ciencias y Granada 74, en donde las capas con *Vs* bajas son de menor espesor y se aumenta rápidamente hasta alcanzar velocidades de 800 m/s en los últimos estratos. La estructura del sitio de Zaidín es similar a la parte superior de la obtenida con el método SPAC por Kagawa et al. (1999) en un sitio cercano, que llegó a profundidades de hasta 2 kilómetros por usar antenas de mucho mayor apertura.

5. CÁLCULO DE LA RESPUESTA DINÁMICA DEL SUELO EN LA CIUDAD DE GRANADA.

Para obtener la respuesta dinámica del suelo en la ciudad de Granada se han realizado simulaciones con el *programa Degtra* (Ordaz y Montoya, 2012) utilizando terremotos reales. Dos italianos: el de Campano-Lucano (CL) del 23-Noviembre-1980 (M_L=6.6 y M_S=6.8), registrado en suelo duro y campo libre en la estación RNR a una distancia epicentral de 33km y el segundo el del 7-Abril-2009 de L'Aquila (LA), (M_W=5.3), registrado a distancia epicentral de 16.7 km en la estación GSA. También se han elegido tres terremotos locales de magnitud pequeña con epicentros en: Agrón (24-Febrero-1997, Mw= 4.3), Chauchina (4-Enero-2007, Mw= 3.7), y Cacín (05-Noviembre-2009, Mw= 4.0).

El programa *Degtra* se ha utilizado para calcular las funciones de transferencia teóricas (lineales) para los sitios en donde se han calculado los modelos de velocidad Vs. *Degtra* utiliza el método matricial de propagación de ondas planas en un medio heterogéneo de Thomson-Haskell descrito en Aki y Richards (1980). Como ejemplo se muestra el resultado del sismo de Chauchina (Figura 5).

Los parámetros de movimiento sísmico del terreno que se han calculado para caracterizar las diferencias en la severidad de la sacudida sísmica son: PGA, PGV, CAV, Intensidad Arias (IA), Espectros de respuesta de aceleración y velocidad (ERA; ERV), y Espectros de Input de Energía (EIE). La importancia de estos parámetros en ingeniería viene de su relación con la acción sísmica sobre las construcciones (Alguacil y Vidal, 2012). Todos los parámetros ingenieriles calculados están en la Tabla 2.

Los PGA y PGV son los valores máximos del módulo de los correspondientes vectores de movimiento horizontal. La Intensidad Arias se calcula con la ecuación (20), donde el valor de la aceleración es el módulo de los vectores. De igual forma, la velocidad absoluta acumulada (CAV) utiliza el módulo de los vectores de aceleración horizontal en la ecuación (21), pero solo son considerados los intervalos de 1 s en los cuales se supera una aceleración de 0.025 g.

$$I_A = I_{xx} + I_{yy} + I_{zz} = \frac{\pi}{2g}\int_{t_0}^{t_0+D}|a(t)|^2 dt \qquad (20)$$

$$CAV = \int_{t_0}^{t_0+D}|a(t)|dt \qquad (21)$$

Los valores de PGA y PGV indican claras diferencias entre los sitios estudiados y los de referencia (medidos en roca). Los sitios con mayores valores de PGA con el sismo de CL son Náyades y Estadio (que corresponden a sitios con valores de V_S bajos en capas profundas, 505 m/s a 69 m y 475 m/s a 75 m, respectivamente) y el menor valor de PGA en Aynadamar, cuyos valores V_S son considerablemente más altos que los de Náyades y Estadio.

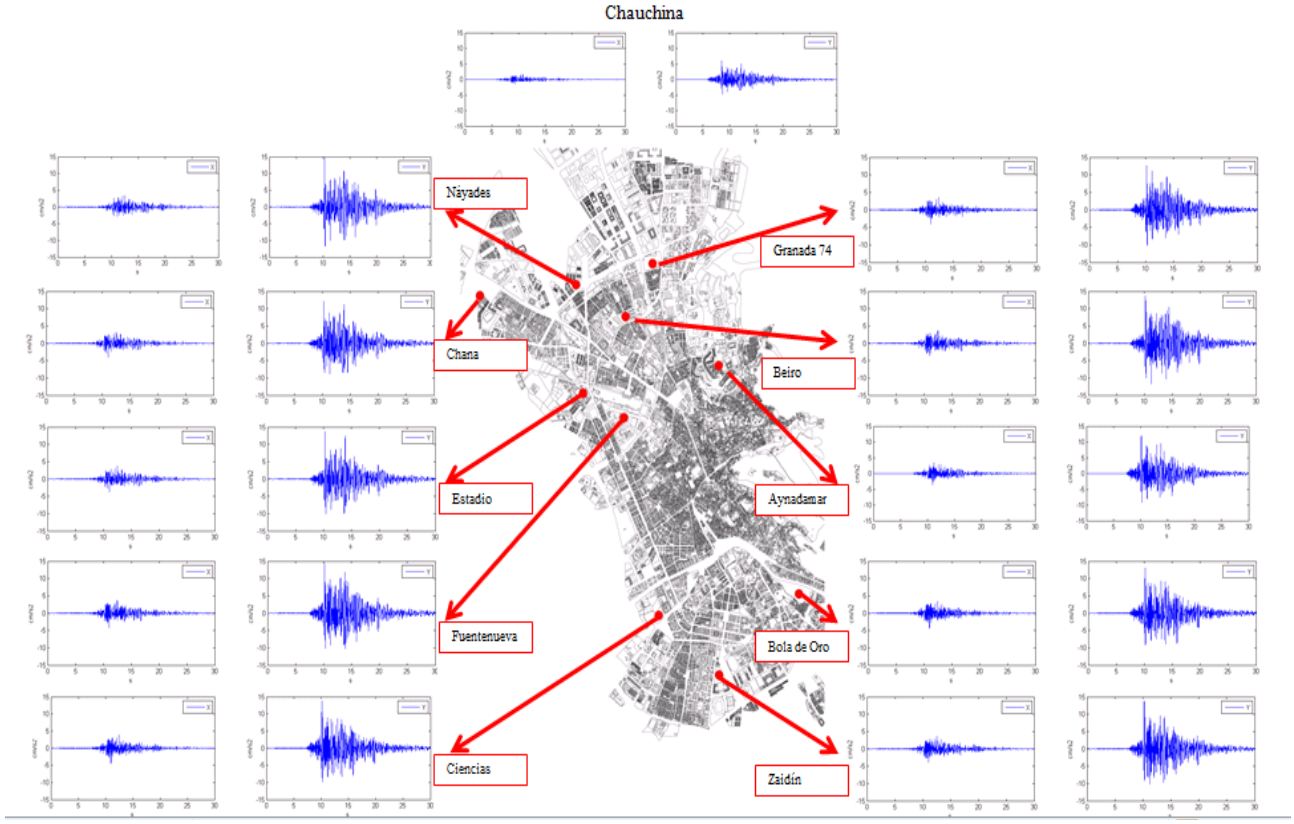


Figura 5 – Diferencias en los acelerogramas del terremoto de Chauchina (arriba) propagados 1D con el programa Degtra en 10 sitios de Granada. (Differences in accelerograms of the Chauchina earthquake 1D-propagated with Degtra in 10 sites of Granada).

Tabla 2* - Resultados de PGA, PGV, AI y CAV en los 10 sitios de estudio y el de referencia. *(PGA, PGV, AI and CAV results in all the study sites and the reference one).

Campano-Lucano				
Sitio	**PGA cm/s^2**	**PGV cm/s**	**AI cm/s**	**CAV cm/s**
Referencia	101	11.8	112	1734
Aynadamar	226	18.3	461	3639
Zaidín	275	26.2	664	4448
Beiro	311	23.0	753	4687
Bola de Oro	250	19.3	542	3911
Fuentenueva	285	22.2	744	4668
Estadio	322	31.3	743	4823
Chana	312	33.0	656	4455
Náyades	324	29.3	807	5002
Ciencias	258	18.8	595	4097
Granada 74	252	19.6	582	4114

L´Aquila				
Sitio	**PGA cm/s^2**	**PGV cm/s**	**AI cm/s**	**CAV cm/s**
Referencia	285	15.4	48	327
Aynadamar	618	26.9	210	742
Zaidín	797	34.3	330	890
Beiro	743	33.8	310	882
Bola de Oro	771	29.9	282	831
Fuentenueva	766	35.6	330	912
Estadio	661	34.3	277	836
Chana	660	31.1	255	788
Náyades	691	34.2	251	813
Ciencias	817	31.9	283	855
Granada 74	678	28.7	288	863

Chauchina				
Sitio	**PGA cm/s^2**	**PGV cm/s**	**AI cm/s**	**CAV cm/s**
Referencia	5.8	0.25	0.03	0
Aynadamar	11.8	0.52	0.15	0
Zaidín	13.2	0.59	0.21	0
Beiro	13.4	0.60	0.25	0
Bola de Oro	12.6	0.50	0.19	0
Fuentenueva	14.0	0.69	0.25	0
Estadio	13.3	0.68	0.20	0
Chana	11.8	0.62	0.19	0
Náyades	14.4	0.74	0.24	0
Ciencias	13.3	0.49	0.18	0
Granada 74	12.2	0.53	0.17	0

Agrón				
Sitio	**PGA cm/s^2**	**PGV cm/s**	**AI cm/s**	**CAV cm/s**
Referencia	6.1	0.20	0.05	0
Aynadamar	13.5	0.47	0.23	0
Zaidín	17.0	0.57	0.32	0
Beiro	16.1	0.63	0.31	0
Bola de Oro	16.4	0.47	0.28	0
Fuentenueva	17.1	0.64	0.33	0
Estadio	13.2	0.52	0.28	0
Chana	14.7	0.51	0.27	0
Náyades	13.9	0.68	0.31	0
Ciencias	15.4	0.44	0.27	0
Granada 74	16.2	0.48	0.26	0

Cacín				
Sitio	**PGA cm/s^2**	**PGV cm/s**	**AI cm/s**	**CAV cm/s**
Referencia	2.8	0.06	0.01	0
Aynadamar	5.4	0.12	0.03	0
Zaidín	6.3	0.15	0.04	0
Beiro	7.3	0.17	0.04	0
Bola de Oro	6.9	0.15	0.04	0
Fuentenueva	7.7	0.18	0.04	0
Estadio	6.5	0.15	0.03	0
Chana	6.6	0.15	0.03	0
Náyades	5.6	0.13	0.03	0
Ciencias	6.5	0.15	0.04	0
Granada 74	6.3	0.14	0.03	0

Los valores de PGA para el acelerograma de L´Aquila no presentan grandes diferencias entre los diferentes sitios, salvo Aynadamar en donde el PGA es nuevamente el menor.

Se puede ver una clara diferencia de PGV entre los 10 sitios con la simulación del terremoto de CL. Estadio, Chana y Náyades son responsables de aumentar en casi el triple el valor de PGV del

de referencia, mientras que Aynadamar, Ciencias y Bola de Oro solo aumentan cerca de 7.5 m/s con respecto al de referencia. Aynadamar y Bola de oro se encuentran relativamente cerca de la Formación Alhambra, por lo que los valores de PGV tan cercanos al valor del sitio de referencia son coherentes.

Los resultados de PGV para el terremoto de LA guardan una proporción similar entre ellos y rondan el doble del valor medido en el sitio de referencia. Con estos resultados se observa dependencia entre el tipo de suelo y los máximos de velocidad y aceleración alcanzados con la propagación unidimensional del terremoto de CL.

En el caso del terremoto de LA los valores de CAV no difieren mucho entre los sitios de estudio, pero muestran una diferencia de hasta 2.8 veces el valor en el sitio de referencia. El hecho de ser una sumatoria del área bajo la aceleración hace que los valores de CAV sean mayores con la convolución del terremoto de CL que con el terremoto de LA cuya duración es significativamente menor.

Al igual que el CAV, la Intensidad Arias es una sumatoria de valores de aceleración, aunque con varias diferencias como el intervalo de integración. Nuevamente los valores de IA para el terremoto de CL son mayores que los valores para LA. Cabe mencionar que Náyades es el sitio con los mayores valores de PGA, CAV y AI con la propagación de CL, sin embargo con la propagación de LA no existe tal situación. La falta de relación de los resultados de la propagación de LA con los modelos de suelo se puede deber a la cercanía de la fuente, el contenido frecuencial y la corta duración del terremoto.

Los espectros de respuesta de aceleración se han calculado aplicando un filtro numérico recursivo a los acelerogramas para obtener las respuestas correspondientes. Lo anterior permite evitar el cálculo de la integral de Duhamel haciendo uso del hecho de que la función de transferencia entre la excitación y la respuesta del sistema es idéntica a la de un filtro de paso-baja de segundo orden (Alguacil y Vidal, 2012). Los espectros de respuesta de aceleración calculados para los dos terremotos italianos se muestran en las Figuras 6 y 7, que corresponden a sistemas con un amortiguamiento del 5%. El rango de periodos va de 0.1 s a 3 s en intervalos de 0.01 s. Los ERA de ambas simulaciones presentan un aumento significativo de aceleración en todos los sitios de estudio. Los espectros del terremoto de CL (Figura 6) tienen máximos en un rango de periodos de 0.2 a 0.4 s con valores que alcanzan los 1600 cm/s^2 en el caso de Náyades y Beiro. Nuevamente el sitio Aynadamar es el que muestra menos amplificación.

Los espectros de respuesta de aceleración obtenidos con el terremoto de L´Aquila (Figura 7) son diferentes, tienen su energía concentrada en periodos cortos y la forma de los espectros es parecida al de referencia, no así su nivel. Fuente nueva, Zaidín y Bola de Oro son los sitios que más amplifican mientras que Aynadamar, Náyades, y Chana lo hacen en menor proporción.

Los espectros de respuesta de aceleración obtenidos con los terremotos de Chauchina, Agrón y Cacín se muestran en las Figura 8. La forma de los espectros en los sitios simulados se muestra muy dependiente del terremoto usado.

Los espectros de input de energía se calculan considerando la fuerza recuperadora del sistema en el límite elástico para resolver la ecuación de sistema de un grado de libertad. Se resuelve el sistema aplicando un filtro numérico recursivo y se transforma la respuesta en pseudo-velocidad equivalente (Alguacil y Vidal, 2012). El rango de periodos analizado en este trabajo va de 0.1 s a 3.5 s en intervalos de 0.01 s.

Los espectros de input de energía calculados para los terremotos (Figuras 9 y 10) muestran nuevamente aumento en la amplitud de la velocidad equivalente para todos los sitios.

En el caso del terremoto de C-L se puede ver que el sitio influye en los rangos en donde aumenta el input de energía con respecto al de referencia. Náyades, Ciencias y Chana presentan un pico en un periodo cercano a 1segundo que es superior a los demás sitios. En el caso del terremoto de L´Aquila los espectros de Input de energía de los 10 sitios reproducen bastante la forma del espectro de la referencia (salvo para períodos muy bajos) aunque la amplitud aumenta en todos, mostrando el efecto de la amplificación.

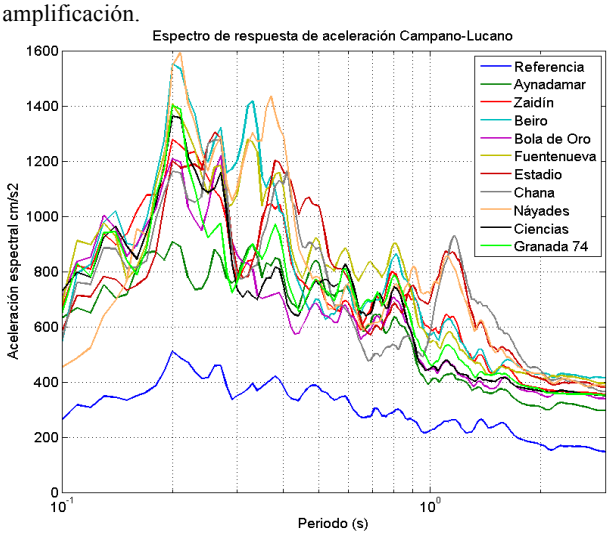


Figura 6* - Espectros de respuesta de aceleración del terremoto de Campano-Lucano en los 10 sitios de estudio y en el de referencia *(Acceleration response spectra of the Campano-Lucano earthquake in the 10 sites of study and in the reference site).

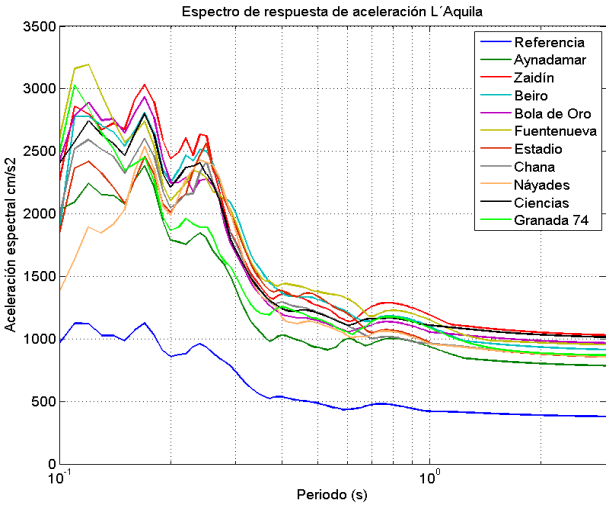


Figura 7* - Espectros de respuesta de aceleración obtenidos con el terremoto de L´Aquila *(Acceleration response spectra obtained by using the L´Aquila earthquake).

6. CONCLUSIONES.

Para estudiar el efecto que tiene la geología local de la ciudad de Granada en la modificación de las sacudidas sísmicas hemos recurrido a técnicas pasivas SPAC y HVSR para caracterizar la respuesta dinámica local. Se han determinado modelos V_S de suelo (hasta el basamento ingenieril) en diferentes partes de la ciudad mediante la inversión conjunta de las curvas de dispersión y curvas HVSR. Se ha simulado la respuesta de sitio (con el programa Degtra) utilizando como input registros en terreno duro de terremotos reales: 2 italianos de magnitud moderada y 3 locales de magnitud pequeña.

El test de estacionariedad realizado durante 24 horas en dos sitios con condiciones de suelo distintas (Náyades, sobre rellenos de material aluvial, y Aixa la Horra, sobre la Formación Alambra) ha permitido estimar la ventana óptima de tiempo de registro de microtremor para obtener con fiabilidad la razón H/V. Los resultados revelan que son necesarias ventanas de al menos 60 minutos para el sitio con suelo blando y de 90 minutos para el sitio de suelo consolidado. Por esta razón se hicieron mediciones de ruido con más de 90 minutos en los 10 sitios de estudio y evitar así la influencia de fuentes cercanas de ruido en las curvas HVSR.

La obtención de los modelos de velocidad a partir de la inversión conjunta de las curvas de dispersión y las curvas HVSR ha permitido llegar a profundidades de hasta más de 100 m.

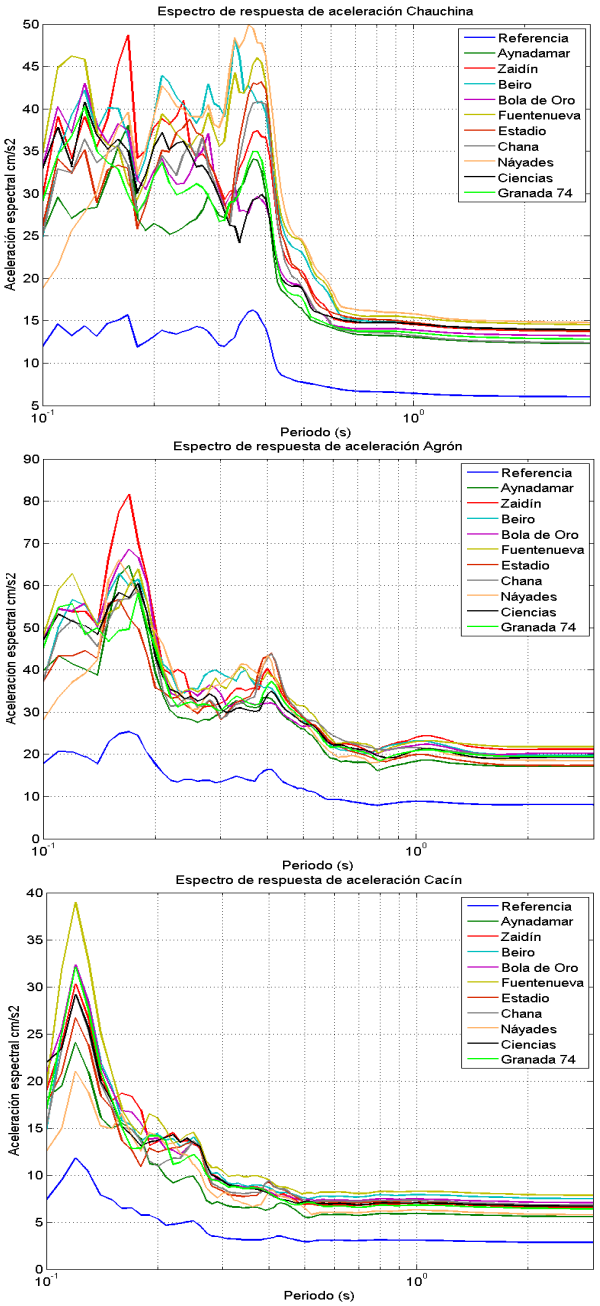


***Figura 8* - Espectros de respuesta de aceleración obtenidos con los terremotos de Chauchina, Agrón y Cacín *(Acceleration response spectra obtained by using the Chauchina, Agrón and Cacín earthquakes)*.**

La información proveniente de las curvas HVSR ha mejorado la capacidad que tienen, por sí solas, las curvas de dispersión, ya que obliga a los modelos generados por el método de inversión a reproducir tanto la curva de dispersión como las frecuencias dominantes de la curva HVSR. Los modelos obtenidos en sitios donde la formación Alhambra está a poca profundidad, como Aynadamar y Bola de Oro, tienen valores superiores de V_S en todos los estratos en comparación con aquellos sitios cercanos a la Vega de Granada, como Fuentenueva, Náyades, Estadio y Chana. Las diferencias en la velocidad de las capas de los modelos calculados son congruentes con la información geológica de la ciudad y con sondeos geotécnicos y mecánicos.

Tras las simulaciones hechas teniendo en cuenta las estructuras determinadas, se calcularon una serie de parámetros ingenieriles del movimiento sísmico del terreno para caracterizar así las diferencias esperables de la intensidad de la sacudida sísmica entre los sitios estudiados. Los valores de PGA, PGV, CAV y AI han sido claramente mayores en todos los sitios de estudio respecto a los de referencia registrados en roca. En algunos sitios, como p.e. Fuentenueva o Náyades, el valor de Intensidad de Arias es 6 o 7 veces superior al de referencia. Los sitios con una V_{S30} relativamente baja, tienen valores de los parámetros vectoriales significativamente mayores que aquellos sitios cuya V_{S30} es superior. Por ejemplo, los valores de PGV para el terremoto de C-L en Náyades, Estadio y Chana son más de 1.5 veces el valor alcanzado en Aynadamar y Bola de Oro. Las diferencias persisten, pero son menores, en los terremotos más pequeños.

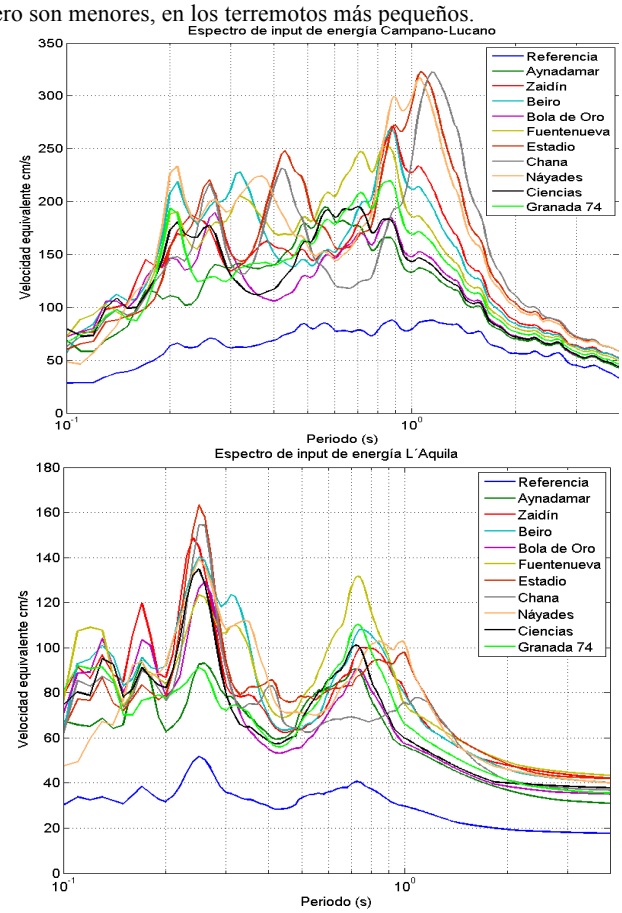


***Figura 9* - Espectros de input de energía usando los terremotos de Campano-Lucano (arriba) y L´Aquila (abajo) en los 10 sitios de estudio *(Input energy spectra of the Campano-Lucano (top) and L´Aquila (bottom) earthquakes in the 10 sites of study)*.**

Los espectros de respuesta de aceleración y espectros de input de energía obtenidos muestran de nuevo una significativa diferencia entre los valores espectrales de los puntos de estudio y los valores de referencia. Los espectros de respuesta de aceleración en los sitios de suelo aumentan por lo menos el doble del valor del registro en roca para todo el rango de periodos estudiado. Se observan además amplitudes que cuadruplican el valor de referencia en periodos que varían de acuerdo al sitio. Para un periodo cercano a 0.2 s Náyades, Granada 74 y Beiro aumentan el triple el valor de referencia del sismo de C-L, mientras que Chana y Ciencias llegan a cuadruplicarlo para un periodo cercano a 1.1 s.

En los espectros de input de energía se aprecia una amplificación de más del doble del valor de referencia en el rango de periodos de 0.1 a 1.2 s. En varios sitios existen varios picos, p.e. en el Beiro, donde existen picos a 0.2, 0.3 y 0.9 s que triplican el valor del registro en roca del terremoto de C-L.

Los sitios con mayor amplificación espectral son los de Náyades, Estadio, Fuentenueva, Beiro y Chana y los de menor Aynadamar y Bola de Oro. Todos estos resultados indican que la estructura local es capaz de alterar las características espectrales de las sacudidas sísmicas de manera importante en Granada.

La implementación de una inversión conjunta de las curvas de dispersión y curvas HVSR permiten extraer información relevante sobre la estructura del suelo de una ciudad como Granada. Si se simula la respuesta sísmica del suelo utilizando como entrada registros de terremotos reales pueden observarse diferencias tanto

en parámetros pico como en parámetros dependientes de la energía o de la frecuencia del movimiento del suelo.

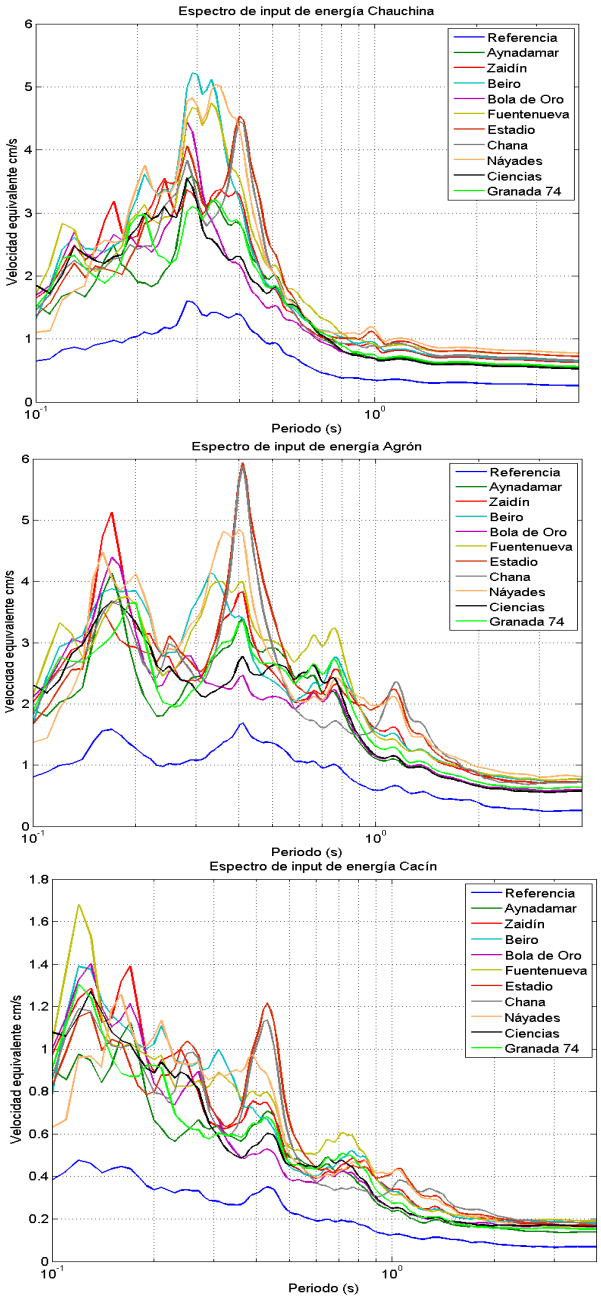


Figura 10 **- Espectros de input de energía para los terremotos de Chauchina , Agrón y Cacín en los 10 sitios de estudio y el de referencia** ***(Input energy spectra for the Chauchina , Agrón and Cacín earthquakes in the 10 sites of study and in the reference site).***

7. AGRADECIMIENTOS.

Este trabajo se ha desarrollado gracias al proyecto CGL2011-30187-C02-01-02, del Ministerio Español de Ciencia e Innovación. A. G.-J. ha sido financiado por un contrato Juan de la Cierva en la Universidad de Granada.

8. REFERENCIAS.

Aki, K. (1957): "Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors". *Bull. Erthq. Res. Ins.,* **35**, 415-456.

Aki, K., and P. G. Richards (1980): "Quantitative Seismology: Theory and methods". W.H. Freeman, San Francisco.

Alguacil, G., Vidal, F. (2012): "Medidas Istrumentales de la intensidad del movimiento del suelo. Aplicacion a terremotos europeos" *Homenaje a la profesora María Dolores Romacho Romero*, Editorial Universidad de Almería.

Arias, A. (1970): "A measure of earthquake intensity". In: R.Hansen (Editor), *Seismic Design for Nuclear Power Plant*, MIT Press, Cambridge, Massachusetts.

Borcherdt, R. D. (1970): "Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay". *Bull. Seism. Soc. Am.* **60**, 29-61.

Celebi, M., J. Prince, C. Dietel, M. Onate, and G. Chavez (1987): "The culprit in Mexico City-amplification of motions". *Earthquake Spectra* **3**, 315-328.

Chávez-García, F. J., M. Rodríguez, and W. R. Stephenson (2005): "An alternative to the SPAC analysis of microtremors: exploiting stationarity of noise". *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 277–293.

García-Jerez A., Navarro M., Alcalá F.J., Luzón F., Pérez-Ruíz J.A., Enomoto T., Vidal F. y Ocaña E (2007). Shallow Velocity Structure Using Joint Inversion of Array and H/V Spectral Ratio of Ambient Noise: The Case of Mula Town (SE Spain). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. **27,** pp. 907-919.

Haskell, N. A.(1953): "The dispersion of surface waves on multilayered media". *Bull. Seism. Soc. Am.*, **43**, 17–34.

Kagawa T. and Group for Spanish-Japanese Joint Work on Microzonation of Granada Basin (1999). "Microetremor Array Observation in the Granada Basin, Southern Spain". In *Joint Study on Seismic Microzonation in Granada Basin*, Spain, 64-81.Tokyo Institute of Technology.

Konno K., Ohmachi, T. (1998): "Ground motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremors". *Bull. seism. Soc. Am.*, **88-1**, 228-241.

Lermo, J., and F. J. Chávez-García (1994): "Are microtremors useful in site esponse evaluation? ". *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1350–1364.

Lermo, J., Martínez-González J. y Sánchez-Sesma, F. (2013). Validación del factor de amplificación de los cocientes espectrales a partir de microtremores. *Memorias, XIX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, Boca del Rio, Veracruz, México.

Morales, J.; Serrano, I.; Vidal, F.; Torcal, F (1997). The depth of the earthquake activity in the Central Betics (Southern Spain). *Geophys. Res. Lett.*, **24,** 3289- 3292.

Nakamura, Y. (1989): "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface". *Q. Rept. Railway Tech. Res. Inst.*, **30**, 25–33.

Navarro, M., García-Jerez, A., Vidal, F., Azañon, J. M., Feriche, M., Enomoto, T. (2010): "V_{S30} Structure of Granada town (southern Spain) from the Ambient Noise Array Observations". In *14th European Conference on Earthquake Engineering*. Ohrid, Republic of Macedonia. Septiembre de 2010.

NCSE-02 (2002): "Normativa de Construcción Sismorresistente Española". Real Decreto 997/2002. Boletín Oficial del Estado No. 244, 11 Octubre, 2002, España.

Ordaz M, Montoya C (2012): "Programa DEGTRA A4 versión 9.1.0". Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Sambridge, M. (1999): "Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm I. Searching a parameter space". *Geophysical Journal International*, **103**, 4839–4878.

Sanz de Galdeano, C., Pelaez, J.A. and Lopez-Casado, C. (2003): "Seismic potentiality of the main active faults in the Granada Basin (South of Spain) ". *Pure and Applied Geophysics*, **160**,1537-1556.

Scherbaum, F., Hinzen, K.-G., Ohrnberger, M. (2003): "Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne/Germany area using ambient vibrations". *Geophys. J. Int.*, **152**, 597–612.

SISMOSAN (2007): "Proyecto de "Peligrosidad y Riesgo Sísmico en Andalucía". Informe interno realizado para la Consejería de Gobernación de la Junta de Andalucía". 5 Volúmenes.

Thomson, W. T.(1950): "Transmission of elastic waves through a stratified solid medium". *Journal of Applied Physics*, **21**, 89–93.

Vazquez, R. R., Aguirre, J., Flores, E. H-., Mijares, A. H. (2011). Microtremor studies using the SPAC method: Experiences and applications to four sites in Mexico, *Geofís. Intl*. **50**, 295-312.

Vidal, F. (1986): "Sismotectónica de la región Béticas-Mar de Alborán". *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada.

Vidal F., G. del Castillo (1993). Granada facing an earthquake. En *Issues in Urban Earthquake Risk*. Ed. Tucker, Erdik y Hwang. NATO ASI Series 1993.

Wathelet, M. (2007): "Array recordings of ambient vibrations: surface wave inversion". *Ph.D. Thesis*. Université de Liege.

Wathelet, M., D. Jongmans, and M. Ohrnberger (2004): "Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements". *Near Surface Geophysics*, **2**, 211-221.

Wathelet, M., D. Jongmans, and M. Ohrnberger (2005): "Direct Inversion of Spatial Autocorrelation Curves with the Neighborhood Algorithm". *Bull. seism. Soc. Am.*, **95**, 1787-1800.

A seismological database for Egypt including updated seismic and focal mechanism catalogues

Rashad Sawires[1,*], Hamza A. Ibrahim[1], Raafat E. Fat-Helbary[2] and José A. Peláez[3]
[1]Department of Geology, Faculty of Science, University of Assiut, 71516-Assiut, Egypt. feriz_sawires@yahoo.com
[2]Aswan Seismological Center, 152-Aswan, Egypt
[3]Department of Physics, University of Jaén, 23071-Jaén, Spain
* Now at the Department of Physics, University of Jaén, Spain

ABSTRACT

The instrumental earthquake records in the last decades indicate the general seismicity of the Earth. However, examining and inspecting the historical records plus the instrumental recorded events is necessary to understand long-term seismicity. Regional seismic and focal mechanism catalogues provide critical information for different seismological investigations, including seismic hazard assessments and seismotectonic studies.
The present study aims to prepare three new digital and up-to-date databases for Egypt for earth scientists so that the earthquake parameters can be reached from a single source. The first dataset is a historical earthquake catalogue, which includes parameters of the earthquakes occurring between 2200 B.C. and 1899 A.D. This database contains about 340 events. The second dataset, an instrumental earthquake catalogue, includes the entire earthquake events taken place in and around Egypt spanning the period from 1900 to 2013 in a homogeneous magnitude scale. The last dataset is a focal mechanism solutions catalogue, which contains the fault plane solution parameters of the destructive earthquakes occurring between 1951 and 2013. All available mechanism solutions (published and unpublished) of the available earthquakes were collected.

1. INTRODUCTION

Egypt is lying at the northeastern corner of the African plate, along the southeastern edge of the eastern Mediterranean region. Thus it is in contact to the east with the Arabian plate and to the north with the Eurasian Anatolian plate. It is bounded by three active tectonic plate margins: the African-Eurasian plate margin, the Red Sea plate margin, and the Levant transform fault. These plates are involved in the geodynamic reconstructions of Egypt as well as the southern part of eastern Mediterranean (Fig. 1).

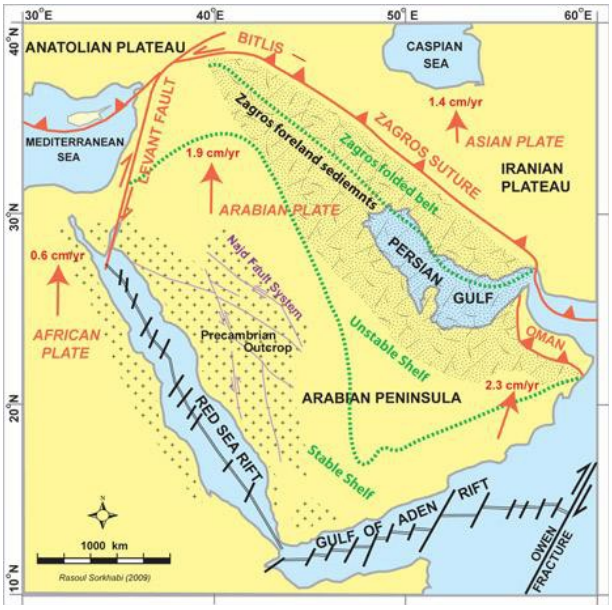


Figure 1 **- Simplified plate tectonic framework of the Red Sea, Gulf of Aden area, the African plate, the Arabian plate and the Eurasian plate (after Girdler, 1991).**

Although Egypt is considered as an area of relatively low to moderate seismicity, it has experienced different damaging earthquake effects throughout its history. For example, on 31 March 1969, an earthquake with a magnitude m_b 6.3 (M_S 6.9) occurred at the entrance of the Gulf of Suez, causing severe damage in Egypt and being strongly felt also in Saudi Arabia (USCGS report). More recently, on 14 November 1981, an earthquake with magnitude m_b 5.3 (M_S 5.6) occurred in Aswan area. Eleven buildings were damaged and surface faulting was reported in the epicentral area (NEIS report). The most recent damaging earthquake occurred on 12 October 1992, with a magnitude m_b 5.9 (M_S 5.3) (PDE determination) close to Cairo area. It was one of the largest earthquakes in Egypt during this century. According to PDE report, at least 541 people were killed, 6500 people were injured and 8300 buildings were damaged or destroyed in Cairo area only. Preliminary estimation of damages indicates losses of about U.S. $300 million. Reports reveal that many historical constructions (*e.g.*, mosques, pyramids and temples) suffered from this earthquake (El-Sayed *et al*., 1994).

The existing digital seismic databases covering Egypt are inadequate to study the long-term seismicity and recurrence interval of the large earthquakes in the region, so more data should be collected in order to increase our information about the historical events. Cataloguing historical data is very important to access the earthquake information easily.

For this purpose, in this study, three new and up-to-date digital earthquake datasets have been compiled for Egypt. The first one is a historical earthquake catalogue; it includes parameters of the earthquakes occurred between 2200 B.C. and 1899 A.D. The second one is a instrumental earthquake catalogue; it includes earthquake events with unified magnitude scale "Mw" between 1900 and 2013. The third dataset is a focal mechanism solutions catalogue, that includes faulting parameters of the destructive earthquakes occurring between 1951 and 2013. These databases are considered as a basic requirement input for seismic hazard assessment as well as for any study of the characteristics of seismicity and seismotectonics.

2. DATABASES

1. Historical earthquake catalogue (2200 B.C.-1899 A.D.)

The location of the historical earthquakes provide a reasonable indicator for future events, and in order to forecast earthquake activity, it is necessary to determine the ancient history of fault

activities. The completeness and accuracy of available information on earthquakes have evolved with time. Since the large-magnitude earthquakes with long recurrence periods are rare events, it is important to expand the seismic catalogues as far as possible back in time.

The chief sources of historical earthquake data in Egypt are inscriptions, papyri and archeological evidences provided by temples and monuments in the pre-Islamic period (before 622 A.D.). Arabic chronicles and literature are also an important and rich source of macro-seismic data in the Islamic period. Other sources also include diplomatic correspondence, especially during the Ottoman rule over Egypt starting from 1517. Hence, it is obvious that, Egypt is rich in historical sources to furnish the mass of macro-seismic data, thanks to its prosperous culture, strategic location at the intersection of trade routes, and its political importance since ancient times. Due to these reasons, Egypt has a long earthquake historical record of about four millennia.

The historical seismicity of Egypt was studied by many authors. Among the most important of the studies are those given by Sieberg (1932), Karnik (1968), Maamoun (1979), Poirier and Taher (1980), Maamoun *et al*. (1984), Badawy (1998), Kebeasy (1990), Ambraseys *et al*. (1994), El-Sayed and Wahlstrm (1996), Riad *et al*. (2000, 2004), and Badawy *et al*. (2010). In the present study, all the references mentioned above are chronologically searched and all the available historical events were inserted into a new catalogue.

All the previous publications reported only the large events and most of them gave different parameters for the same earthquake. Therefore, during the selection of different parameters for each event, only the widely accepted values in different published catalogues were used. There are also some events having no magnitude. The intensity-magnitude relationship (D'amico *et al*., 1999) was applied here to assign an approximate magnitude (M_S) from intensity (MMI).

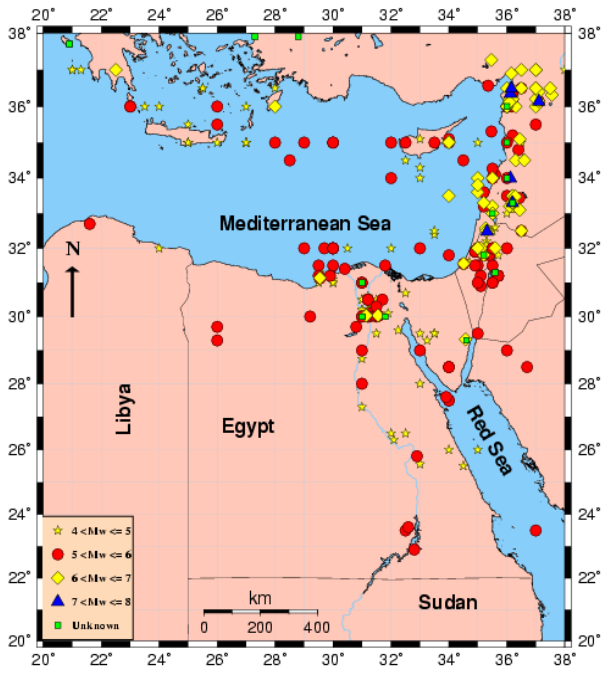


***Figure 2* - Historical seismicity of Egypt and its surroundings (the period from 2200 B.C. to 1899 A.D.).**

All available parameters of the historical earthquakes between the latitudes 21°-38°N and the longitudes 22°-38°E were collected as shown in Figure 2. The date, time, location, intensity, computed moment magnitude and depth information of some historical earthquakes are given in Table 1.

2. Instrumental seismic database (1900-2013)

A reliable earthquake catalogue must contains accurate information (*e.g.*, epicentral locations, focal depths, and earthquake magnitudes) which are of utmost importance in order to determine various parameters needed for the seismic hazard assessment.

No single earthquake database source lists all the events in Egypt, particularly those of lower magnitude. There are also frequent discrepancies in the epicenter location, magnitude, focal depth, and origin time.

Recording of instrumental earthquakes in Egypt started as early as 1899. Analog equipment was eventually modernized from the Milnshow to Galitzen to Sprengnether seismographs. Before 1960, the seismic monitoring was carried out by using individual seismograph station consisting of three component sensors. The observations of each individual seismograph station were collected in a data analysis center for location and source parameters determination of every seismic event. The time lag between the recording and processing was so long.

In 1962, a seismic station was installed at Helwan as a station of the Worldwide Standardized Seismograph Network (WWSSN). This station is still on operation till now. The first seismographs installed in upper Egypt that was capable for recording small local earthquakes, are the Soviet short-period (SMK) instruments, which were installed at Aswan and Abu-Simbel in 1975.

Following the November 14, 1981 main shock (Aswan), portable micro-earthquake recorders were installed around the northern part of Aswan reservoir area by the Egyptian Geological Survey (EGS) from December to June 1982. In late 1982, the portable seismic field stations were replaced by a telemetric seismic network that was installed by the Helwan Observatory and the Lamont-Doherty Geological Observatory (USA).

On July 2, 1984, an earthquake of magnitude 5.2 was recorded in Abu Dabbab area, and it was the maximum magnitude of the earthquake swarms observed since 1970. During the period from June 19, 1984 to January 4, 1985, the National Research Institute of Astronomy and Geophysics (NRIAG) installed a temporary seismic net: three seismic stations (MEQ-800), including Abu Dabbab station around Wadi Abu Dabbab along the Red Sea coast. In 1990, a portable short period seismic station was installed in Marsa Alam at the Red Sea coast to monitor and record the seismic activity that occurring in and around Abu-Dabbab and the Red Sea region.

After the occurrence of the October 12, 1992 earthquake (M_W 5.8) in Dahshour area, 35 km to the southwest of Cairo, the Egyptian Government financed NRIAG to construct the Egyptian National Seismic Network (ENSN), which cover the whole Egyptian territory to detect and record the majority of local and regional earthquakes as well as teleseismic events. The institute upgraded the data communication system from telephone lines to satellite, in order to increase the efficiency of the ENSN.

By the end of 2002, the installation of the whole seismic field stations has been completed, covering whole Egypt, and five sub-centers have been constructed and equipped. Besides, a new Earthquake Disaster Reduction Data Center (EDRDC) was established and supported by Geographic Information System (GIS) technology.

Now, the ENSN consists of about 68 seismic stations (Fig. 3). The distribution of these stations was chosen to cover the known seismic sources as possible. Also, this distribution covers some regions with known historical earthquakes but without any evidence of instrumental activity (*e.g.*, Siwa seismic stations).

In the current study, the collection and analyzing of the instrumental earthquake data from different local and international bulletins taken place. The collected data was suffered from incompleteness, duplication, and large epicentral and hypocentral location errors. Large efforts and time were required to evaluate different datasets, eliminating duplicate records after reconciling

differences, and sorting out aftershocks. Elimination of redundancies reduced the number of events at the project area.

2.1. Catalogue collection and compilation

In developing this catalogue, the authors investigated and employed all available published sources. Published data from local and international seismological agencies were used, covering different time periods and different magnitude scales, and several papers and reports on instrumental seismicity.

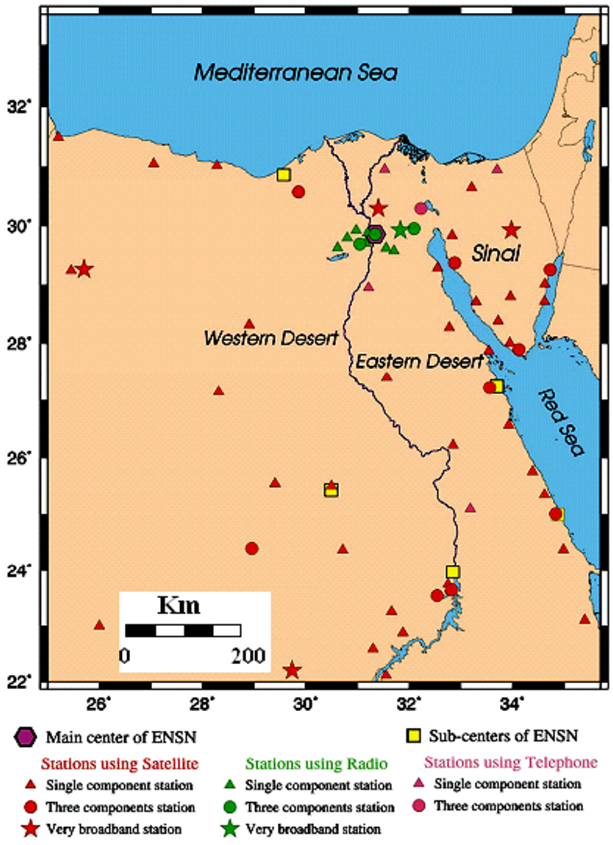


***Figure 3* - Geographic distribution of the seismic stations of the Egyptian National Seismic Network (ENSN).**

For the purpose of characterizing the seismic activity rates of the identified seismic sources, a catalogue is compiled using different information from several seismic bulletins, which are arranged according to their priority as:

a. Regional catalogue given by Ambraseys *et al*. (1994) which cover the period from 1900 to 1992.
b. EHB (Engdahl *et al*., 1998) catalogue updated to 2009 from the website of the International Seismological Center (ISC), covering the period from 1964 to 2009.
c. The International Seismological Center (ISC) online bulletin (http://www.isc.ac.uk/), which includes data in digital format from 1964 until 2013 and is updated periodically. It has been the basic seismic bulletin, completed and corrected with the other sources. It includes checked and unchecked data from national and local agencies.
d. Preliminary Determination of Epicenters (PDE) online bulletin (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/), provided by the National Earthquake Information Center (NEIC). It covers the period from 1900 to 2007.
e. Global Centroid Moment Tensor catalogue (CMT) provided by Columbia University, which is considered the main source for the focal mechanism data.
f. Maamoun *et al*. (1984).
g. Riad and Meyers (1985) and Riad *et al*. (2004).
h. Annual Bulletin of the Egyptian National Seismic Network (ENSN) for events occurred after 1997 till the end of 2013 for Egypt and its surroundings.
i. Annual Bulletin of Aswan Research Regional Seismic Centre (from 1998 to 2014).

In the case of the availability of two or more local magnitudes for the same event, the arithmetic average was determined. The magnitude scale was selected according to the following priority; moment magnitude (M_W), surface wave magnitude (M_S), body wave magnitude (m_b) and local magnitude (ML), respectively.

The initial earthquake catalogue was compiled for a spatial region spanning from 21° to 38° N and from 20° to 38° E, and includes all the events having an assigned magnitude of 3.0 and above (for international sources) and any magnitude (for local sources) on any magnitude scale. The compiled catalogue comprises a total of about 63753 earthquakes.

2.2. Catalogue Preparation and Processing

The preparation and processing of seismic catalogue involve the following steps:

a. Removing repetitions

Repetitions in the compiled catalogue were removed using a MATLAB script. The origin time and the earthquake location (longitude and latitude) were used as detective parameters of the duplicated events. This script detects and marks the two repeated events only. Then, the user can take the right decision to choose the most proper ones based on the priorities which were mentioned before in the catalogue compilation session.

b. Unifying magnitude scale

One of the main goals of this work is to unify magnitudes. Moment magnitude was used as the unifying magnitude because it is the most commonly used magnitude in recent seismic hazard studies. Several empirical relationships between reported magnitudes and moment magnitude have been employed. These relationships are the ones considered to be the most reliable after studying all the available magnitude relationships in the scientific literature.

Conversion of multiple magnitude measures to a single, representative magnitude for all earthquakes in the catalogue is performed using empirical relationships developed directly from various magnitude measures in the compiled catalogue itself.

Three major conversions were deduced from the compiled catalogue. The first one is the relationship among the M_S and M_W magnitudes. There are 503 events that were used in this conversion, and the correlation coefficient of this formula is 0.836, as derived from the equation (1) and illustrated in Figure 4.

$$\mathbf{M_W = 0.648\ M_S + 2.149} \qquad \mathbf{(1)}$$

The second one is the conversion of the m_b events to M_W. A total of 744 events were used to deduce this conversion. The correlation coefficient of this formula is 0.801, as derived from the equation (2) and presented in Figure 5.

$$\mathbf{M_W = 1.059\ m_b - 0.185} \qquad \mathbf{(2)}$$

The third and the last one is the conversion of the MD values to M_W. A total of 224 events were used to deduce this relationship. The correlation coefficient of this formula is 0.799, as derived from the equation (3) and displayed in Figure 6.

$$\mathbf{M_W = 1.071\ MD - 0.251} \qquad \mathbf{(3)}$$

Furthermore, the empirical relationship (equation 4) between local magnitude (ML) and moment magnitude (M_W) deduced by Abdel Rahaman *et al*. (2008) was used in this study to convert ML magnitudes to M_W. The correlation coefficient of this equation is 0.79.

$$\mathbf{M_W = 0.930\ ML + 0.391958} \qquad \mathbf{(4)}$$

Figure 7 represents the seismicity map of Egypt for the period from 1900 till 2013. The used magnitude scale is the moment

magnitude. Some examples of the most destructive earthquakes are selected and included in Table 2.

c. Catalogue declustering

Declustering attempts to separate the time independent events of seismicity from the time-dependent or clustered parts (aftershocks, foreshocks and swarm type activity).

After the uniform catalogue was compiled, dependent (non-Poissonian) earthquakes were removed. This is very necessary in any time-independent seismic hazard assessment.

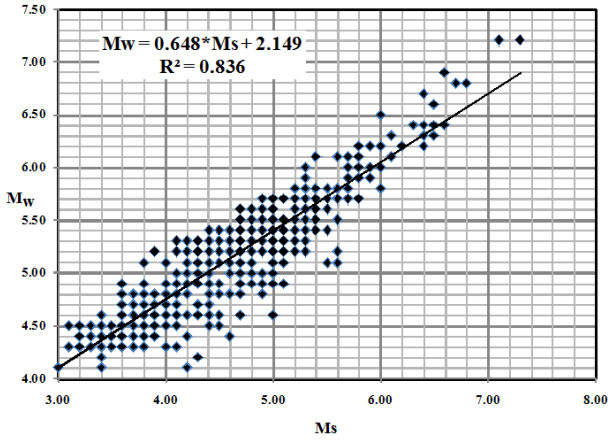


Figure 4 **- Conversion of surface-wave magnitude (M_S) into moment magnitude (M_W).**

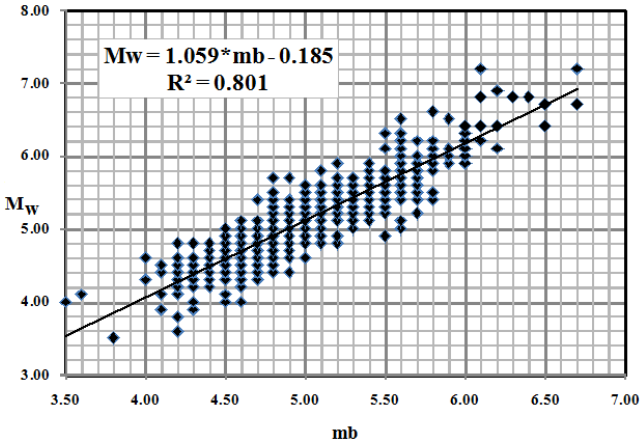


Figure 5 **- Conversion of body-wave magnitude (m_b) into moment magnitude (M_W).**

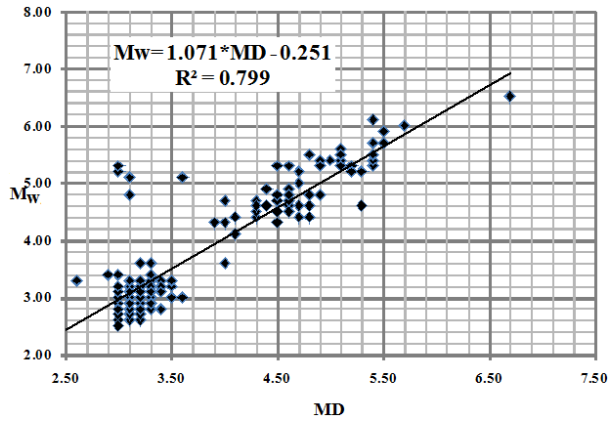


Figure 6 **- Conversion of duration magnitude (MD) into moment magnitude (M_W).**

In this work, dependent events were identified using the classical sliding-time and distance algorithm (windowing routine) proposed by Gardner and Knopoff (1974). Given an earthquake with a certain M_W magnitude, a scan within distance $L(M_W)$ and time $T(M_W)$ was performed for the entire catalogue. The largest earthquake in this search is considered to be the mainshock.

After this process, the catalogue was cut off below magnitude M_W 3.0. These magnitudes are not significant for seismic hazard studies. In addition, one can not be sure about the catalogue completeness below this value, even for recent periods.

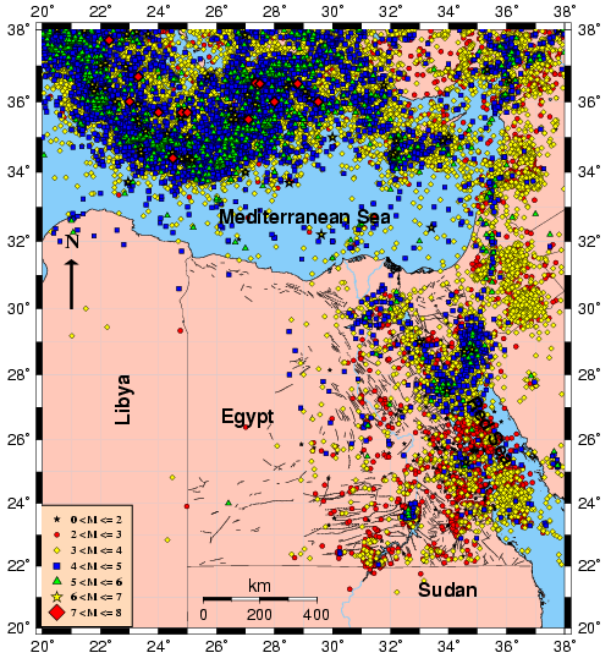


Figure 7 **- Seismicity of Egypt and its surroundings from 1900 to 2013.**

3. Focal Mechanism Solution Catalogue (1951-2013)

Focal mechanism solutions (FMS) yield fundamental information for understanding the nature of an earthquake. A fault plane solution allows us to determine, at a great distance, the mode of stress or strain changes in the earth, at the occurrence time and location of an earthquake. Fault plane solutions help us to know the fault plane (with the aid of geological information and/or aftershocks distribution), the type of faulting, the direction of slip and the compatibility of our solution with the general sense of ground motion in the area.

The use of earthquake focal mechanisms or seismic stress tensors for analysis of seismotectonic deformation is a fundamental part of the modern geodynamics. As such, it has been widely used to evaluate, in a more or less independent manner, the nature of recent crustal deformations on scales ranging from global to regional and local.

Several focal mechanism solutions have been reported in various publications for the Egyptian earthquakes. Therefore, researchers must be search for all of the available solutions in their study area. When all the solutions are imported into a single database, a very useful resource is established for further studies. In this study, all available P-wave first motion and body waveform inversion solutions of the destructive earthquakes have been collected from different sources for the Egyptian territory which cover the time period from 1951 until the end of 2012 (Table 3, Figure 8).

The collected data includes the focal mechanism solutions based on the polarity of the first motion of P-wave given by many authors (Maamoun, 1976; Hussein, 1989, 1999; Hussein *et al*., 2001; Abou Elenean, 1997; Abou Elenean *et al*., 2004; Hofstetter, 2003; Badawy and Horvath, 1999; Megahed and Dessokey, 1988;

Salamon *et al*., 2003; Abdel Fattah, 1999; ENSN, 1997-2012; and Hussein *et al.*, 2013) and also the solutions based on the waveform inversion given in the works by Hussein (1999), Abu Elenean *et al*. (2004) and Abdel Fattah *et al*. (2006). In addition, the solutions of the Global catalogues of CMT Harvard and the National Earthquake Information Center (NEIC) as well as the regional CMT catalogues (RCMT) in the Mediterranean Sea region are also included in the catalogue.

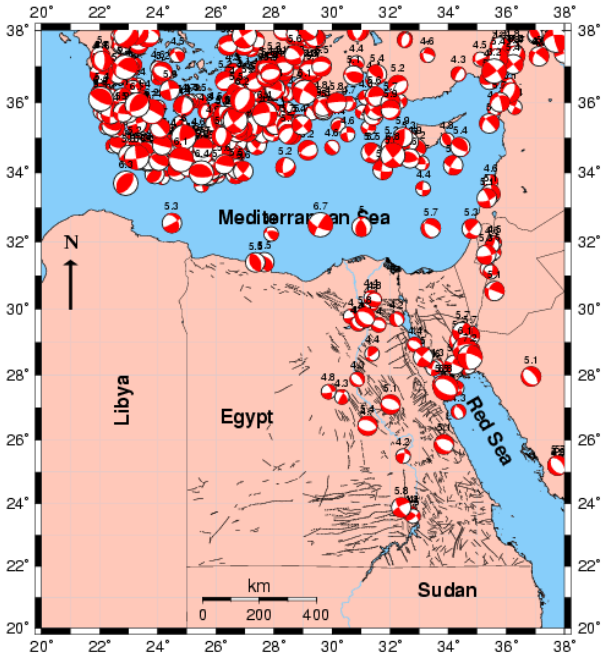


Figure 8 - Distribution of focal mechanism solutions in and around Egypt for earthquake events with magnitudes greater than 4.0. Sphere sizes are relative to the event magnitude.

3. SUMMARY AND CONCLUSIONS

Three seismic databases for the earthquakes in and around Egypt was collected, compiled, and unified for their magnitude values. These datasets includes the following: i) a historical earthquake catalogue, ii) an instrumental earthquake catalogue, and iii) a focal mechanism solutions catalogue. All the available national and international sources -published or unpublished- were taken into account in the collection and compilation of data. The compiled data includes all available earthquake parameters such as the location (latitudes and longitudes), dates, origin time, magnitude values and types, focal depths and their main bulletin sources.

Examining the historical earthquake records in any country is necessary to understand long-term seismicity. Catalogue studies about historical earthquakes in Egypt to some extent are limited. All the available catalogues are on printed paper and a digital database has not yet been prepared. All the available sources were collected and compiled together in a single digital database. The duplicated events were removed manually, event by event, and the intensity values were converetd to M_S values using D'Amico *et al.* (1999) relationship. Afterwards, that M_S values were converted to moment magnitude values. A historical seismicity map covering the period from 2200 B.C. to 1899 A.D. was plotted for the Egytpian territory and its surroundings.

A magnitude homogeneous earthquake catalogue spanning the period from 1900 till 2013 has been also assembled for Egypt and its surroundings. Data assemblage had to consider all of the common magnitude scales, *i.e.*, M_W, M_S, m_b, and ML, from different local and international bulletins. Repeated events were removed manually, taking into account more reliable sources. Three different correlation equations between magnitude scales were considered in order to approach magnitude homogeneity in the final catalogue. This catalogue contains an estimate of M_W for each earthquake, and the actual reported values of m_b, M_S, M_W, and ML. The total number of the earthquake events after removing repetitions was 63753 events; this number was declustered using a MATLAB script which removes foreshocks, aftershocks, and earthquake swarms. The final declustered catalogue includes 18808 earthquakes after having been truncated at M_W 3.0 to eliminate large numbers of patchily reported low magnitude events. These 18808 earthquakes in the time period 1900-2013 are within the area 20˚-38˚N, 22˚-38˚E, focal depths range between 1-650 km, and magnitudes range $3.0 \leq M_W \leq 7.8$. Furthermore, the surface wave magnitude M_S is estimated for all the events included in the compiled catalogue to facilitate the application to seismic hazard assessment, since seismic attenuation laws are more often expressed in terms of M_S rather than M_W.

Focal mechanism studies became a very powerful tool in understanding the faulting properties of the earthquakes. The solutions for more than 700 earthquakes were collected from different local and international bulletins and papers by several authors. The collected data covers the time period from 1951 till 2013. Thus, the current compiled catalogue constitutes an important base information for future researches. A map including all focal mechanism data greater than M 4.0 is plotted.

In conclusion, these three up-to-date datasets reported here are believed to facilitate and update future seismotectonics and seismic hazard studies in and around Egypt.

4. REFERENCES

Abdel Rahaman, M., A. Tealeb, A. Mohamed, A. Deif, K. Abou Elenean and M.S. El-Hadidy (2008): "Seismotectonic zones at Sinai and its surrounding." *First Arab Conference on Astronomy and Geophysics*, October 2008.

Abdel-Fattah, R. (1999): "Seismotectonic studies on the Gulf of Suez region, Egypt." M.Sc. Thesis, Faculty of Science, Geology Department, Mansoura University, Egypt.

Abdel-Fattah, A.K., Hussein, H.M., Ibrahim, E.M., and A.S. Abu El Atta (1997): "Fault plane solutions of the 1993 and 1995 Gulf of Aqaba earthquakes and their tectonic implications". *Annali di Geofisica*, **40**, 1555-1564.

Abdel Fattah, A.K., H.M. Hussein and S. El Hady (2006): "Another look at the 1993 and 1995 Gulf of Aqaba earthquake from the analysis of teleseismic waveforms". *Acta Geophysica*, **54**, 3, 260–279.

Abou Elenean, K. (1997): "Seismotectonics of Egypt in relation to the Mediterranean and Red Sea tectonics." Ph.D. Thesis, Faculty of Science, Ain Shams University, Egypt.

Abou Elenean, K. (2004): "Seismological aspects of the Eastern Mediterranean region". RA.

Abou Elenean, K. (2007): "Focal mechanism of small and moderate size earthquakes recorded by the Egyptian National Seismic Network (ENSN), Egypt". *NRIAG Journal of Geophysics*, **6**, 1, 119-153.

Ambraseys, N.N., C.P. Melville and R.D. Adams (1994): "The seismicity of Egypt, Arabia and Red Sea." Cambridge University Press.

Badawy, A. (1998): "Earthquake hazard analysis in northern Egypt". *Acta Geod. Geophys. Hung.*, **33**, 341-357.

Badawy, A. and F. Horvath (1999): "Recent stress field of the Sinai subplate region". *Tectonophysics*, **304**, 385-403.

Badawy, A., M. Al-Gabry and M. Girgis (2010): "Historical seismicity of Egypt, a study for previous catalogues producing revised weighted catalogue". *The Second Arab Conference for Astronomy and Geophysics*, Egypt.

CMT, Centroid Moment Tensor Catalog : http://www.seismology.harvard.edu

Constantinescu, L., L. Ruprechtova and D. Enescu (1966): "Mediterranean-Alpine earthquake mechanisms and their seismotectonic implications". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **10**, 347-368.

D'Amico, V., D. Albarello and E. Mantovani (1999): "A distribution-free analysis of magnitude-intensity relationships: an application to the Mediterranean Region". *Phys. Chem. Earth (A)*, **24**, 6, 517-521.

Egyptian National Seismic Network (ENSN) Bulletins (1997-2012): "Earthquakes in and around Egypt". National Research Institute of Astronomy and Geophysics (NRIAG), Egypt.

El-Sayed, A. and R. Wahlstrom (1996): "Distribution of the energy

release, b-values and seismic hazard in Egypt". *Natural Hazards*, **13**, 133-150.

EL-Sayed, A., R. Walhstrom and O. Kulhànek (1994): "Seismic hazard of Egypt". *Natural Hazards*, **10**, 247-259.

Engdahl, E.R., R. Van der Hilst and R. Buland (1998): "Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination". *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 722-743.

Gardner, J. K. and L. Knopoff (1974): "Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?". *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **64**, 1363-1367.

Girdler, R.W. (1991): "The Afro-Arabian Rift System-An Overview". *Tectonophysics*, **197**, 139-153.

Hofstetter, A. (2003): "Seismic observations of the 22/11/1995 Gulf of Aqaba earthquake sequence". *Tectonophysics*, **369**, 21-36.

Huang, P. and S. Soloman (1987): "Centroid depth and mechanisms of mid-ocean ridge". *J. Geol. Res.*, **92**, 1361-1383.

Hussein, H.M. (1989): "Earthquake activities in Egypt and adjacent region and its relation to geotectonic features in A.R.E.". M.Sc. Thesis. Fac. of Sci., Geology Dept., Mansoura University, Egypt.

Hussein, H.M. (1999): "Source process of the October 12, 1992 Cairo earthquake". *Annali di Geofisica*, **42**, 4, 665-674.

Hussein et al. (2013): "Present-day tectonic stress regime in Egypt and surrounding area based on inversion of earthquake focal mechanisms". *Journal of African Earth Sciences*, **81**, 1-15.

Hussein, H.M., Korrat, I.M., El Sayed, A. (2001): "Seismicity in the vicinity of Alexandria and its implications to seismic Hazard". *Second International Symposium on Geophysics*, Tanta University, Tanta, 57-64.

International Seismological Centre, on-line Bulletin, http://www.isc.ac.uk, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2010.

International Seismological Centre, EHB Bulletin, http://www.isc.ac.uk, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2010.

Karnik, V. (1968): "Seismicity of the European area." ACADEMIA, Polishing House of the Czechoslovak Academy of Science, Praha.

Kebeasy, R.M. (1990): "Seismicity" *in* Geology of Egypt (R. Said, *ed.*). A.A. Balkerma, Rotterdam, 51-59.

Korrat, I.M., N.L. El Agami, H.M. Hussein and M.N. El Gabry(2005): "Seismotectonics of the passive continental margin of Egypt". *J. Afric. Earth Sci.*, **41**, 145-150.

Maamoun, M. (1976): "La seismicite du Moyen et du proche- orient dans le cadre de la seismotectonique mondiale". These-Doct. Es Science, univ. Louis Pasteur de Strasbourg, France.

Maamoun, M. (1979): "Macroseismic observation of principal earthquakes in Egypt". *Bulletin of Helwan Institute of Astronomy and Geophysics*. No. 183.

Maamoun, M., A. Allam and A. Megahed (1984): "Seismicity of Egypt". *Bull. HIAG*, 109-160.

Megahed, A. And M. Dessokey (1988): "The Ismailiya (Egypt) earthquake of January 2nd, 1987, location, macroseismic survey, radiation pattern of the first motion and its tectonic implications". *Bull. IISEE* **23**, 143-153.

Morsy, M., H.M. Hussein, K.M. Abou Elenean and Sh. El-Hady (2011): "Stress field in the central and northern parts of the Gulf of Suez area, Egypt from earthquake fault plane solutions". *J. Afric. Earth Sci.*, **60**, 293-302.

Poirier, J. and M. Taher (1980): "Historical seismicity in the Near and Middle East, north Africa, and Spain from Arabic documents (VIIth-XVIIth century)". *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **70**, 2185-2201.

Riad and Meyers (1985): "Earthquake catalog for the Middle East countries (1900-1983)". National Geophysical Data Centre, World Data Centre A for Solid Earth Geophysics.

Riad, S., M. Ghalib, M.A. El-Difrawy, and M. Gamal (2000): "Probabilistic seismic hazard assessment in Egypt." *Ann. Geol. Surv. Egypt*, V.XXIII: 851.

Riad, S., A.A. Taeleb, S. El Hadidy, N.Z. Basta, A.M. Abuo Elela, A.A. Mohamed and H.A. Khalil (2004): "Ancient earthquakes from some Arabic sources and catalogue of Middle East historical earthquakes". EGSMA, NARSS, UNDP, UNESCO. 71-91.

Sieberg, A. (1932): "Handbuch der Geophysik". Band IV, Erdbeben-geographie. Borntraeger, Berlin, 527-1005.

Salamon, A., A. Hofstetter, Z. Garfunkel and H. Ron (2003): "Seismotectonics of the Sinai subplate-the Eastern Mediterranean region". *Geophys. J. Int.*, **155**, 149-173.

Table 1 **- Dates, location, and estimated surface-wave and moment magnitude values of some destructive historical earthquake events taken place in Egypt (2200 B.C.-1899 A.D.)**

Date yyyy-mm-dd			Latitude (°)	Longitude (°)	Intensity (MMI)	Calculated M_S	Calculated M_W	Reference
-1100			31.80	34.00	VIII	5.40	5.65	Maamoun *et al*., 1984
-590			33.30	35.20	IX	6.20	6.17	Maamoun *et al*., 1984
-31			31.50	34.90	VIII	5.40	5.65	Maamoun *et al*., 1984
-28			27.60	33.90	VIII	5.40	5.65	El-Sayed and Wahlstrom, 1996
-15			32.00	35.00	IX	6.20	6.17	Maamoun *et al*., 1984
30			31.80	35.20	VIII-IX	6.00	6.04	Maamoun *et al*., 1984
33			31.50	35.50	VIII	5.40	5.65	Maamoun *et al*., 1984
76			35.00	34.00	X	6.60	6.43	Maamoun *et al*., 1984
342			35.00	34.00	IX-X	6.50	6.36	Maamoun *et al*., 1984
857	04		28.00	31.00	VII-IX	5.45	5.68	Ambraseys *et al*., 1994
951	09	15	32.00	30.00	VII-IX	5.45	5.68	Ambraseys *et al*., 1994
1111	08	31	31.00	31.00	VII-IX	5.45	5.68	Ambraseys *et al*., 1994
1212	05	02	29.33	34.57	VIII-IX	6.00	6.04	Badawy and Horvath, 1999
1262			30.03	31.15	IX-X	6.50	6.36	Badawy and Horvath, 1999
1264	02	20	29.00	31.00	VII-IX	5.45	5.68	Ambraseys *et al*., 1994
1287			32.57	35.27	VIII-IX	6.00	6.04	Badawy and Horvath, 1999
1303			30.03	31.15	IX	6.20	6.17	Badawy and Horvath, 1999
1341	05		31.13	29.55	VIII-IX	6.00	6.04	Badawy and Horvath, 1999
1588	04	09	30.03	31.55	IX	6.20	6.17	Badawy and Horvath, 1999

Table 2 **- Examples for some damaging recorded events which taken place in the vicinity of Egypt (1900 -2013)**

Date yyyy-mm-dd			Origin Time hh-mm-ss			Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	Estimated M_W
1906	12	26	13	43	00	27.200	33.400	20.00	5.64
1951	01	30	23	07	23	32.400	33.410	33.00	6.17
1955	09	12	06	09	24	32.200	29.610	50.00	6.70
1955	11	12	05	32	14	25.300	34.600	33.00	6.38
1957	08	08	01	12	15	32.400	25.200	33.00	5.75
1969	03	31	07	15	51	27.513	33.938	03.20	6.27
1972	06	28	09	49	35	27.700	33.810	07.80	5.85
1981	11	14	09	05	23	23.800	32.610	19.10	5.80
1981	11	14	12	56	41	23.690	32.600	10.00	5.58
1982	04	23	14	42	57	23.598	32.629	11.42	5.74
1992	10	12	13	09	57	29.712	31.142	22.00	5.80
1993	08	03	12	43	08	28.708	34.548	17.70	6.10
1993	08	03	16	33	23	28.785	34.640	12.90	5.70
1995	11	22	04	15	15	28.769	34.809	19.30	6.27
1997	03	08	06	00	05	27.700	34.200	01.00	5.64
1999	10	05	05	44	00	28.890	35.250	62.60	5.60
2009	05	19	17	35	18	25.620	37.640	10.00	5.60

Table 3 **- Examples for some focal mechanism parameters for some recorded earthquake events which taken place in Egypt (1951-2013).**

Date yyyy-mm-dd			Origin Time hh-mm-ss			Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	Strike	Dip	Rake	Magnitude	Reference
1951	01	30	23	07	24	32.400	33.400	10.00	295	64	-116	5.70 - m_b	Con.
1955	09	12	06	06	00	32.500	29.600	33.00	116	68	170	6.70 - m_b	Con.
1969	03	31	07	15	54	27.610	33.910	06.20	304	38	-085	6.80 - M_W	HuSo.
1972	06	28	09	49	03	27.690	33.790	06.10	322	30	-080	5.50 - M_W	HuSo.
1981	11	14	09	05	35	23.880	32.380	15.00	146	72	-015	5.80 - M_W	CMT
1982	08	17	22	22	30	33.700	22.900	23.40	219	34	093	6.30 - M_W	CMT
1983	06	12	12	00	09	28.550	33.130	24.00	129	86	-010	5.00 - m_b	Mor.
1984	08	24	06	02	29	32.380	34.810	28.00	134	56	000	5.30 - M_W	CMT
1987	06	28	00	50	20	32.550	24.490	15.00	326	40	-007	5.30 - M_W	CMT
1988	05	28	18	33	00	31.400	27.670	10.00	300	45	060	5.50 - m_b	Korr.
1992	10	12	13	09	55	29.760	31.140	22.00	136	42	-075	5.80 - M_W	CMT
1993	08	03	12	43	05	28.780	34.570	15.00	145	57	-043	6.10 - M_W	Fat.*
1993	08	03	16	33	24	28.790	34.590	15.00	149	55	-047	5.70 - M_W	Fat.*
1995	11	22	04	15	11	28.540	34.750	09.00	181	61	-027	7.20 - M_W	Fat.*
1995	11	22	18	07	15	29.200	34.740	10.00	199	77	007	5.70 - M_W	CMT
1995	11	22	22	16	55	28.640	34.760	10.00	202	67	-003	5.30 - M_W	CMT
1995	11	22	22	16	57	28.320	34.210	15.00	202	67	-003	5.30 - M_W	CMT
1995	11	23	18	07	26	29.310	34.480	15.00	199	77	007	5.70 - M_W	CMT
1996	02	21	04	59	57	29.030	34.370	15.00	132	30	-104	5.30 - M_W	CMT
1998	05	28	18	33	33	31.390	27.360	39.00	154	44	089	5.50 - M_W	CMT
1998	12	14	20	48	46	26.440	31.220	04.10	291	45	-080	5.40 - M_L	Abou.
2004	02	11	08	15	06	31.620	35.310	26.10	340	50	-015	5.30 - M_W	CMT
2009	05	19	17	35	02	25.200	37.760	12.00	143	42	-088	5.70 - M_W	CMT

*** Abou.: Abou Elenean (2007); CMT: Centroid Moment tensor solution; Con.: Constantinescu et al. (1966); Fat.: Abdel-Fattah et al. (1997); HuSo.: Huang and Solomon (1987); Mor.: Morsy *et al.* (2011); Korr.: Korrat *et al.* (2005).**

Acelerogramas sintéticos mediante funciones de Green empíricas para simular escenarios de Shake-map en Granada

Synthetic accelerograms using empirical Green functions to simulate shake-map scenarios in Granada.

F. A. García-Villena[(1)], G. Alguacil [(1)] y F. Vidal [(1)].
[(1)] Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, 18070, Granada (España). fagv@ugr.es; alguacil@ugr.es; fvidal@ugr.es

SUMMARY

A ShakeMap scenario is a representation of the ground shaking produced by a given earthquake that forecasts the intensity distribution of ground motion and helps to prevent earthquake damage. At present, these maps are generated using empirical attenuation relations for estimating rock site peak motions and then correct the amplitude at that location based on local soil conditions at the site. An alternative is to generate synthetic accelerograms at the sites of interest and calculate a set of key parameters of the shaking. The simulation of strong ground motions using the theoretical approach requires many simplifications and is only developed for specific models. However, semi-empirical simulation methods have the advantage of incorporating information from the source, path and site using records of small real events, as empirical Green's functions (EGF) to generate major earthquakes records. The stochastic method of Ordaz, Singh and Arboleda (1995) and the kinematic method based on Irikura and others have been programmed in MATLAB®. The first one is easier and faster because the simulation only needs to set the values of seismic moment and the corner frequency of the target event. The use of the second method is more complex since it requires knowing the focal mechanism (particularly the azimuth and dip of the fault plane) and possibly the start point of rupture. With these two models, a number of accelerograms have been simulated, which have been used in the estimation of characteristic parameters of the ground motion at the recording sites. The records used as EGF correspond to the February 24, 1997 Agron earthquake (M_w = 4.3) and the January 5, 2007 in Sierra Elvira (M_w = 3.7). Synthetic accelerograms were obtained using the records of these earthquakes at points in and around Granada city. The magnitudes chosen for the target events are M_w 5.5, 6.0, and 6.5, similar to those of some historical earthquakes. We compared the results obtained with both methods.

1. INTRODUCCIÓN

La predicción de las características del movimiento sísmico del suelo, tan importante a la hora de la prevención del daño, se puede aproximar a través de los escenarios de sacudida (*shaking map),* que nos representan de manera georeferenciada los parámetros del movimiento del suelo para un terremoto concreto.

Para regiones de sismicidad moderada, como es el caso de Granada (sureste de España), en que se han producido terremotos históricos importantes, pero de los que no se tienen registros instrumentales, se puede optar por la generación de acelerogramas sintéticos realistas que nos pronostiquen como serían las características del movimiento del terreno para un terremoto esperado.

Los modelos de generación sintética de acelerogramas con un enfoque teórico utilizan gran cantidad de simplificaciones, dada la dificultad para modelar teóricamente los efectos de la fuente, el camino y el sitio. Por ello, se ha optado por el enfoque semiempírico, en que los efectos del camino y el sitio están incluidos en registros de eventos más pequeños en la misma zona, con lo que solo hay que desarrollar una función que recree la fuente de manera equivalente para realizar la simulación.

En este trabajo se han implementado dos métodos semiempíricos. El método OSA (Ordaz *et al.*, 1995), que realiza un modelado puramente estocástico de la fuente, y el método de Irikura (1986), que modela la fuente de manera cinemática con una componente estocástica. Con estas dos métodos se han realizado simulaciones para distintos eventos registrados en la zona de Granada, y comparado los dos métodos para su uso en la elaboración de escenarios de sacudida o *ShakeMap*.

2. ENFOQUE SEMIEMPÍRICO PARA SIMULAR MOVIMIENTOS FUERTES DEL TERRENO

Los métodos semiempíricos para simular movimientos fuertes del terreno de un terremoto de una intensidad considerable en una zona determinada usan los registros de eventos más pequeños, observados en esa misma zona. La complejidad de la propagación de las ondas desde la fuente sísmica hasta el receptor, hace que intentar modelar de manera teórica un evento sísmico realista sea enormemente complejo, sobre todo para las frecuencias de interés en ingeniería sísmica. Con el enfoque semiempírico se solventa la dificultad del modelado teórico, usando los registros de eventos menores como funciones de Green empíricas (EGF) y describiendo la función fuente como una función temporal equivalente:

$$S(t) = ESTF(t) * s(t) \qquad (1)$$

Es decir, que el registro sintético $S(t)$ para un evento sísmico mayor registrado en un determinado punto de observación se obtiene de la convolución de la función temporal equivalente de la fuente, $ESTF(t)$, con el registro de eventos más pequeños, $s(t)$, en ese mismo punto de observación y cuyo hipocentro esté en la misma zona que el evento mayor sintetizado.

Para la obtención de la función temporal equivalente de la fuente se han usado dos modelados, uno puramente estocástico desarrollado por Ordaz, Singh y Arboleda (Ordaz et al., 1995, en adelante método OSA) y otro que modela cinemáticamente la ruptura al que llamaremos método de Irikura, desarrollado en Irikura (1986) y Miyake *et al*. (2003).

La función $ESTF(t)$, tanto para el modelo estadístico, como para el cinemático se expresa matemáticamente como:

$$ESTF(t) = \kappa \cdot \sum \delta\left(t - t_i\right) \qquad (2)$$

es decir, es el producto de una constante κ por la sumatoria de un determinado número de funciones impulso unitario (o Delta de Dirac) con unos determinados retardos. La obtención de estos tiempos de retardo y de los parámetros que gobiernan esta función fuente sintética es lo que diferencia sustancialmente los dos tipos de modelado.

La idea del uso de registros de eventos menores como funciones de Green empíricas fue originalmente introducida por Hartzell (1978), que simuló terremotos mayores usando los registros de réplicas como funciones de Green en lugar de

funciones de Green teóricas, aunque no tuvo en cuenta las relaciones de escala entre los eventos mayor y menores.

A partir de Kanamori (1979) y posteriores investigaciones, para realizar el escalado entre el evento EGF y el evento objetivo, se comparan los espectros de desplazamientos con el modelo ω^2.

Para realizar las simulaciones, se considera un modelo de falla con forma rectangular, y que, por el principio de superposición lineal, la radiación debida a una ruptura de falla mayor puede representarse como la suma de la de un número limitado de fallas más pequeñas, también rectangulares. La fuente sísmica se caracteriza a través de cinco parámetros:

- Longitud de la falla, *L*.
- Anchura de la falla, *W*.
- Deslizamiento final, *D*.
- Tiempos de subida, *Rise time*, *T*.
- Velocidad de ruptura, V_r.

El escalado de los parámetros de la fuente (como el área de la falla (LxW), el deslizamiento, la duración del deslizamiento y la velocidad de ruptura) entre eventos de diferente tamaño fue estudiado por Kanamori y Anderson (1975) como una relación de similaridad empírica entre terremotos. La relación de escalado que ellos obtuvieron fue

$$\frac{L}{l}=\frac{W}{w}=\frac{D}{d}=\frac{T}{\tau} \tag{3}$$

donde L y l son la longitud de la falla para un evento mayor y otro menor, W y w las anchuras de las respectivas fallas, D y d los desplazamientos finales, y T y τ los respectivos tiempos de subida (*rise time)*.

Con las relaciones anteriores obtenemos un escalado de "geometría"; si además comparamos el contenido espectral para espectros de desplazamiento del evento mayor y del menor, y asumimos que obedecen al modelo ω^2 de fuente, entonces aparecen otras relaciones.

Sean M_{os} y f_{cs} el momento sísmico y la frecuencia de esquina del evento pequeño o función de Green empírica, y M_{oo} y f_{co}, el momento sísmico y la frecuencia de esquina del evento objetivo a simular. Usando la expresión de Brune (1970) para la frecuencia de esquina:

$$f_c = 4.9\cdot 10^6 \cdot \beta \cdot \left(\frac{\Delta\sigma}{M_o}\right)^{\frac{1}{3}} \tag{4}$$

siendo $\omega_c=2\pi f_c$, β la velocidad de las ondas S expresada en km/s, $\Delta\sigma$ la caída de esfuerzos expresada en bar y M_o el momento sísmico expresado en dina-cm.

Si además usamos las relaciones

$$\frac{\Delta\sigma_o}{\Delta\sigma_s}=C \tag{5}$$

donde $\Delta\sigma_o$ y $\Delta\sigma_s$ son las caídas de esfuerzos del evento objetivo y del evento pequeño, respectivamente. Con la dependencia entre los momentos sísmicos de los dos eventos:

$$\frac{M_{oo}}{M_{os}}=CN^3 \tag{6}$$

podemos relacionar la frecuencia de esquina del evento objetivo con la del evento función de Green empírica, obteniendo las expresiones:

$$N=\frac{f_{cs}}{f_{co}} \tag{7}$$

$$C=\frac{M_{oo}}{M_{os}}\cdot N^{-3} \tag{8}$$

Con las ecuaciones (7) y (8) se pueden relacionar todos los parámetros que caracterizan la fuente sísmica y con la expresión (4) la frecuencia de esquina, el momento sísmico y la caída de esfuerzos de un evento concreto.

3. MODELADO ESTADISTICO. METODO O.S.A.

Este método desarrollado por Ordaz et al. (1995) está basado en el enfoque de Wennerberg (1980), obteniendo una función de densidad de probabilidad de tiempos de retardo. Estos tiempos de retardo t_j son aleatorios, independientes e igualmente distribuidos con una densidad de probabilidad $p(t)$.

En Ordaz *et al.* (1995), se determina la función temporal equivalente de la fuente por la expresión:

$$ESTF(t)=\xi\cdot\sum_{j=1}^{\eta}\delta\left(t-t_j\right) \tag{9}$$

Considerando la razón espectral entre el evento objetivo y el evento menor y asumiendo que ambos eventos siguen el modelo ω^2, se pueden obtener los valores η y ξ :

$$\eta=\left(\frac{M_{oo}}{M_{os}}\right)^{\frac{4}{3}}\cdot\left(\frac{\Delta\sigma_o}{\Delta\sigma_s}\right)^{-\frac{4}{3}} \tag{10}$$

$$\xi=\left(\frac{M_{oo}}{M_{os}}\right)^{-\frac{1}{3}}\cdot\left(\frac{\Delta\sigma_o}{\Delta\sigma_s}\right)^{\frac{4}{3}} \tag{11}$$

Se puede demostrar que estos valores de las expresiones (10) y (11) están relacionados con las leyes de escala de las expresiones (7) y (8) como:

$$\eta=N^4 \tag{12}$$

$$\xi=\frac{C}{N} \tag{13}$$

por tanto, no son más que otra manera de realizar un escalado entre el evento objetivo y el evento EGF.

La función de densidad de probabilidad de los tiempos de retardo, $p(t)$, queda definida por la expresión:

$$p(t)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\frac{\sqrt{1+\alpha\cdot\left(\frac{\omega}{\omega_{co}}\right)^2}}{1+\left(\frac{\omega}{\omega_{co}}\right)^2}e^{i\omega t}d\omega \tag{14}$$

donde

$$\alpha=\frac{2\omega_{co}^{\ 2}}{\omega_{co}^{\ 2}+\omega_{cs}^{\ 2}} \tag{15}$$

y ω_{cs} y ω_{co} son las frecuencias angulares esquina del evento EGF y del evento objetivo, respectivamente.

Para encontrar los tiempos de retardo necesarios para la obtención de la función temporal equivalente de la fuente, es necesario obtener números aleatorios con una función de densidad de probabilidad $p(t)$. Ordaz *et al.* (1995) no encotraron una solución analítica para generar los tiempos de retardo, pero sí un esquema numérico para ello. Como hay una probabilidad distinta de cero de que el tiempo total de la ruptura simulada sea mayor que la duración de la ruptura T_d , cuyo valor aproximado puede tomarse por $2\pi/\ \omega_{co}$ según Hanks y McGuire (1981), se determina que el valor del tiempo total de la ruptura es el mayor entre $2\pi/\ \omega_{co}$ o el que tenga una probabilidad de ocurrencia del 95%.

Aunque el método OSA no requiere la especificación explícita del mecanismo focal del evento EGF, hay que señalar que asume que el evento simulado tiene el mismo mecanismo focal.

Para realizar la simulación de un evento sísmico con este método es necesario conocer la velocidad V_s de las ondas S en la zona fuente del evento EGF.

En la Figura1 se puede ver un ejemplo de función equivalente de la fuente para un evento objetivo de magnitud momento $M_w = 6$ con frecuencia de esquina $f_c = 0.25$ Hz, obtenido a partir de un evento EGF de magnitud $M_w = 3.7$ y frecuencia de esquina $f_c = 1.4$ Hz. Los parámetros de escalado usados con el método OSA son $C = 4$, $\eta = 983$ y $\xi = 0.7221$.

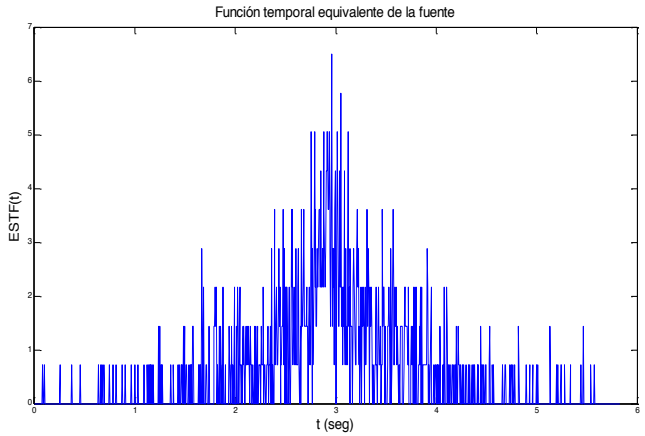


Figura 1* - Ejemplo de función temporal equivalente de la fuente (*ESTF*(*t*)), para una simulación con el método OSA. *(Example of equivalent source time function with OSA Method).

4. MODELADO CINEMÁTICO. MÉTODO DE IRIKURA

Basándose en la idea de función de Green empírica de Hartzell (1978) y Kanamori (1979), se han desarrollado diferentes métodos para el modelado cinemático de la fuente sísmica. La idea fundamental de este modelado es que el plano de falla asociado a un evento grande se supone compuesto por un número apropiado de fuentes de eventos menores, las cuales rompen con una velocidad de ruptura fija o aleatoria, lo que provoca la llegada al receptor de los registros de cada evento pequeño (EGF) con unos tiempos de retardo, lo que hace que al superponerse se obtenga un registro sintético de un evento mayor.

Irikura (1986) desarrolló una formulación compacta para construir un movimiento intenso del terreno ligado a un terremoto grande a partir del registro de un evento menor en la misma zona, ajustando los dos eventos al modelo ω^2. Este procedimiento se basa en las relaciones de escalado (3), (5), (6), (7) y (8). Posteriormente, Miyake *et al.* (2003) introdujeron modificaciones respecto a la formulación inicial. Irikura simula un plano de falla dividido en NxN elementos, tal y como se puede observar en la Figura 2, apareciendo además de las relaciones de escala, la distancia r entre el hipocentro del evento EGF y el receptor, la distancia r_o entre el hipocentro del evento simulado y el receptor, r_{ij} las distancias desde el receptor y cada uno de los hipocentros de las distintas subrupturas que componen la ruptura del evento a simular. Se define también la matriz ξ_{ij}, que nos da la distancia de cada subelemento (i,j) de la ruptura simulada al punto de inicio de la ruptura.

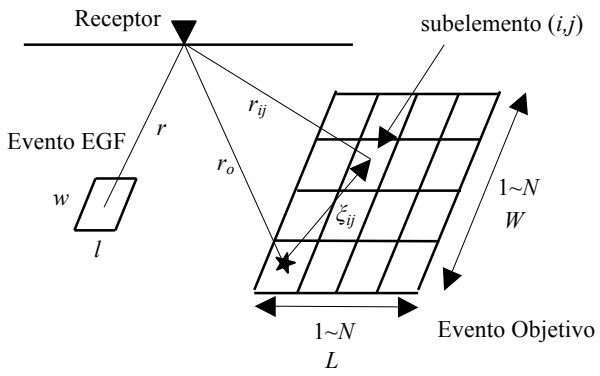


Figura 2* - Relaciones de escala entre el evento objetivo y el evento EGF. *(Scale relationship between target event and EGF event.)

La función temporal equivalente de la fuente para este modelado cinemático viene dada por la siguiente expresión

$$ESTF(t) = C \cdot \sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{N} \frac{r}{r_{ij}} F_{ij}(t) \qquad (17)$$

donde $F_{ij}(t)$ es la función de filtrado. Esta función aparece formulada en Miyake et al. (2003) de la siguiente manera:

$$F_{ij}(t) = \delta\left(t - t_{ij}\right) + \frac{1}{n' \cdot \left(1 - \frac{1}{e}\right)} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \left[\frac{1}{e^{\frac{k-1}{(N-1)n'}}} \delta\left(t - t_{ij} - \frac{(k-1)T}{(N-1)n'}\right) \right] \qquad (18)$$

siendo

$$t_{ij} = \frac{r_{ij} - r_o}{V_s} + \frac{\xi_{ij}}{V_r} \qquad (19)$$

con i y j = 1,2,...N; n' es un valor entero apropiado para eliminar posibles periodicidades falsas que se suele tomar entre 20 y 30, y V_s la velocidad de las ondas S. Esta función de filtrado tiene por cada subevento un valor impulsivo unitario y además una serie de $(N\text{-}1)\cdot n'$ impulsos con un decaimiento exponencial. Con esto se consigue un determinado número de paradas y arranques en la ruptura para aumentar el contenido en altas frecuencias.

Se puede ver que en el cálculo de la matriz de tiempos de retardo, t_{ij}, para un elemento (i,j) de esta matriz existen dos sumandos. El primero, relativo a la corrección de distancias entre cada uno de los subeventos del evento objetivo y del evento EGF respecto al receptor, no tiene componente aleatoria ya que se fija de antemano la posición que va a tener el plano de falla simulado. El segundo, asociado a la secuencia de ruptura teniendo en cuenta la matriz de distancias, ξ_{ij}, entre cada uno de los subeventos del plano de falla simulado, sí tiene una componente aleatoria al generarse una velocidad de ruptura, V_r, entre cada dos subeventos. Partiendo de las formulaciones de Irikura (1986) y Miyake *et al.* (2003), se ha obtenido la expresión:

$$V_r = V_{rm}\left(\frac{2\xi_{ij}}{2\xi_{ij} + c \cdot \Delta w}\right) \qquad (20)$$

siendo V_{rm} la estimación media de la velocidad de ruptura en la zona, c el parámetro aleatorio que varía entre -1 y 1, y Δw la anchura estimada del evento EGF.

Por tanto, para la implementación de este método es necesario conocer la velocidad de las ondas S, V_s, y una estimación de la velocidad de ruptura, V_{rm}, en la zona. Del evento EGF, además de sus registros en las tres direcciones del espacio y de las características necesarias para el escalado entre eventos, es necesario conocer las coordenadas del hipocentro y de cada una de los receptores para el cálculo de las distancias. Del mecanismo focal del evento EGF son necesarios el rumbo y el buzamiento para la construcción del plano geométrico donde se producirá la falla simulada que origine el evento objetivo. La determinación de la longitud del evento EGF se realiza a través de la expresión (21) de Yamanaka y Shimazaki (1990) y se estima la anchura de la fuente como la mitad de su longitud. La estimación del *rise time* se realiza por la expresión (22) de Savage (1972).

$$log_{10} l = \frac{1}{2}\left(log_{10} M_{os} - 23.58\right) \qquad (21)$$

$$\tau_{rs} = \frac{w}{2V_r} = \frac{l}{4V_r} \qquad (22)$$

En la Figura 3 se puede ver un ejemplo de función equivalente de la fuente *ESTF*(t) para un evento objetivo de magnitud momento M_w = 6.3 con frecuencia de esquina f_c = 0.2 Hz, obtenido a partir de un evento EGF de magnitud M_w = 4.3 y frecuencia f_c = 11 Hz. Los parámetros de escalado con el método de Irikura son N = 6 y C= 5, con lo que tenemos un total de 36 subeventos que generan el evento simulado.

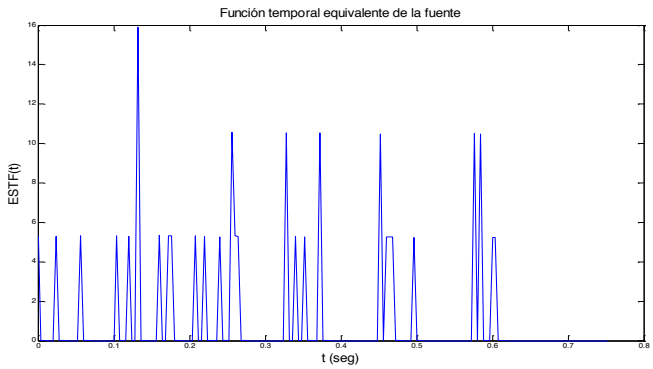


Figura 3 **- Ejemplo de función temporal equivalente de la fuente, (*ESTF*(*t*)), para una simulación con el método de Irikura.** ***(Irikura Method equivalent source time function example.)***

5. EVENTOS USADOS COMO EGF

El entorno a la ciudad de Granada es de sismicidad moderada pero con terremotos históricos destructores importantes ocurridos antes del registro instrumental y la capital española de mayor peligrosidad sísmica según el código sísmico NCSE-02. La gran utilidad de usar simulaciones de eventos realistas a partir de eventos menores registrados en la zona es muy grande ya que se pueden obtener mapas de sacudida que sirvan para gestionar y reducir el riesgo sísmico de la ciudad.

En este trabajo se han elegido como terremotos base dos con mecanismo focal y momento sísmico conocido (Stich et al., 2003; Stich et al., 2010) y con registros en varias estaciones próximas (Figuras 4 y 5), los cuales se han usado como EGF. Además, sus focos están próximos a zonas epicentrales de terremotos históricos con daños graves. Dada la importancia de la geometría en la implementación del método de Irikura, se ha optado por georreferenciar todos los datos de estaciones e hipocentros en coordenadas UTM. Con esto se ha facilitado, además, el cálculo de distancias.

En la Tabla 1 se pueden observar las coordenadas del hipocentro y características del evento del 24 de Febrero de 1997, conocido como Terremoto de Agrón por tener su epicentro cercano a esta población (Figura 4) y situado al oeste de la ciudad de Granada.

Tabla 1 **– Parámetros del Terremoto de Agrón del 24 de Febrero, 1997** ***(Parameters of the February 24th, 1997Agrón Earthquake)***

Coord. UTM	**X [m]**	**Y [m]**	**Z [m]**
ED50 Huso 30	425815	4098148	-16000
Mecanismo focal	**Acimut**	**Buzamiento**	**Rake**
	302º	86º	-89º
M_w		4.3	
M_o		2.94E+15	N·m
f_c		1.2	Hz
$\Delta\sigma$		11	bar

En la Tabla 2 aparecen las siglas, las coordenadas y el tipo de suelo de las estaciones con registros útiles para usar como eventos EGF. Los equipos son acelerógrafos de las redes del Instituto Andaluz de Geofísica y del Instituto Geográfico Nacional.

Tabla 2 **– Estaciones de registro del Terremoto de Agrón. UTM ED50 Huso 30** ***(Agrón Earthquake record stations)***

Estación	**X [m]**	**Y [m]**	**Z [m]**	**Tipo de Suelo**
AGR	426349	4098772	1065	Aluvial
ALH	412433	4095915	890	Calcarenitas
CAC	418672	4102171	706	Yesos, Margas
CRT	447162	4116205	774	Roca
DIL	446566	4103551	879	Conglomerados
PCG	446362	4113072	660	Aluvial
PHE	438742	4089835	1350	Roca
VEN	427076	4102834	856	Limos, Yesos

En la Tabla 3, aparecen las coordenadas del hipocentro y las características del segundo terremoto usado como evento EGF. Se trata del Terremoto de Sierra Elvira, ocurrido el 4 de Enero de 2007 a unos pocos kilómetros al oeste de la ciudad de Granada, muy cerca de la ciudad de Santa Fe (Figura 5). En la Tabla 4 se muestran las coordenadas y tipo de suelo de las estaciones que se han usado los registros de este terremoto.

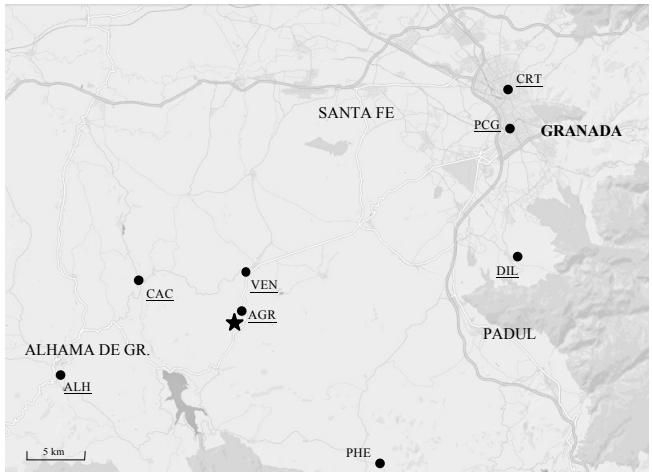


Figura 4 **- Localización de las estaciones y del epicentro del terremoto de Agrón.** ***(Location of stations and the Agrón earthquake epicentre).***

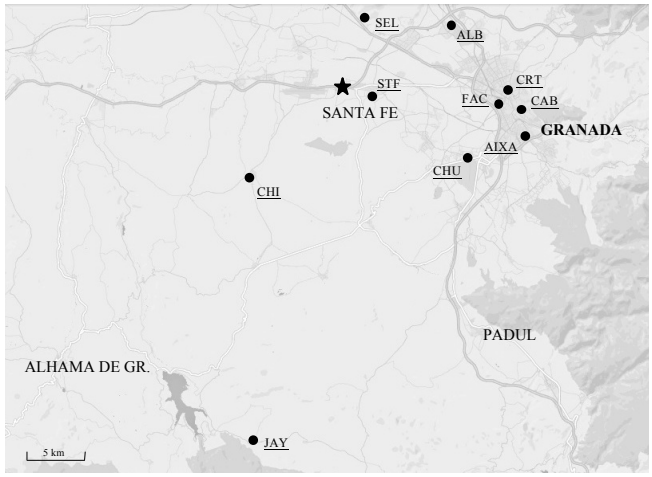


Figura 5 **- Localización de las estaciones y del epicentro del terremoto de Sierra Elvira.** ***(Location of stations and the Sierra Elvira earthquake epicentre).***

Tabla 3 **- Parámetros del Terremoto de Sierra Elvira, 4 de Enero de 2007** ***(Parameters of the January 4th, 2007, Sierra Elvira Earthquake)***

Coord. UTM	**X [m]**	**Y [m]**	**Z [m]**
ED50 Huso 30	431832	4116182	-1000
Mecanismo focal	**Acimut**	**Buzamiento**	**Rake**
	303º	53º	-62º
M_w		3.7	
M_o		3.57E+14	N·m
f_c		1.4	Hz
$\Delta\sigma$		9	bar

6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN DE LAS SIMULACIONES

A partir de los dos eventos base y los registros (EGF) en cada una de las estaciones se han realizado simulaciones de tres eventos objetivo de magnitudes M_w, de 5.5, 6.0 y 6.5. Estas magnitudes

serían cercanas a las magnitudes de eventos históricos en la zona de Granada.

Tabla 4* - Estaciones de registro del Terremoto de Sierra Elvira. UTM ED50 Huso 30 *(Sierra Elvira Earthquake record stations)

Estación	X [m]	Y [m]	Z [m]	Tipo de Suelo
AIXA	448615	4112956	750	Roca
ALB	441894	4120810	649	Arcillas, Gravas
CAB	447550	4114886	770	Roca
CHI	426792	4110017	700	Margas calizas
CHU	442769	4111681	656	Aluvial
CRT	447162	4116205	774	Roca
FAC	445482	4115423	663	Aluvial
JAY	426840	4089769	913	Limos, Arenas
SEL	435451	4121623	650	Roca
STF	436365	4116381	579	Aluvial

Se ha fijado para este trabajo un valor de la relación de caída de esfuerzos, C, de la unidad a modo de simplificación. Para valores de C superiores se obtendrían valores más altos en las simulaciones. Courboulex *et al.* (2009) realizaron simulaciones con unos valores de C de entre 1 y 18.6 para un evento en la zona de Niza. Posteriormente, Courboulex *et al.* (2010) estudiaron el problema de calibrar la caída de esfuerzos del evento objetivo, y por tanto del parámetro C de los métodos de simulación. Ellos realizaron las simulaciones para un rango bastante amplio de posibles valores de C, en un intervalo de 1.4 a 26 para el caso de la Isla de Guadalupe, en las Antillas francesas.

Valores extremos de C como los de estos estudios no se prevén para la zona de Granada, pero tampoco se tiene una estimación de la caída de esfuerzos esperada y su dependencia de la magnitud del evento objetivo, de ahí que para este trabajo supongamos que la caída de esfuerzos sea igual tanto para el evento EGF como para el evento objetivo.

Además de los parámetros M_w y C fijados para cada evento objetivo, no se ha olvidar que para el modelado cinemático hay que definir de manera determinista el origen de la ruptura en el plano de falla simulado del evento objetivo. Para todas las simulaciones realizadas con el método de Irikura, se ha mantenido el mismo punto de ruptura inicial en las cercanías del hipocentro de cada uno de los eventos EGF utilizados.

En las Tablas 5 y 6 se muestran los parámetros de escalado para el método OSA y el método de Irikura. Se puede observar que la cantidad de subeventos (N^2 y $\eta = N^4$) utilizados en cada simulación para cada uno de los métodos es bastante diferente. Esta característica es fundamental en la comparación entre los métodos estadístico y cinemático implementados.

Con la generación de las distintas simulaciones se pueden obtener los parámetros del movimiento sísmico del terreno probables en cada una de las estaciones de registro. Con estos parámetros se puede caracterizar la distribución de la intensidad esperada en la zona, y de ahí la gravedad y el potencial de daño de la sacudida sísmica así como definir criterios de proyecto de obras de ingeniería o realizar escenarios de movimiento para la gestión de riesgos sísmicos.

Tabla 5* - Parámetros de escalado. Terremoto de Agrón. *(Scaling parameters. Agrón Earthquake.)

	EGF	Eventos Objetivo		
M_w	4.3	5.5	6.0	6.5
M_o[N·m]	2.94E+15	1.99E+17	1.12E+18	6.31E+18
f_c [Hz]	1.2	0.30	0.17	0.09
$\Delta\sigma$ [bar]	10	10	10	10
N		4	7	13
C		1	1	1
η		277	2768	27682
ξ		0.25	0.14	0.08

Estos parámetros que caracterizan el movimiento del terreno pueden ser parámetros cinemáticos, como la aceleración pico (PGA) y la velocidad pico (PGV), o parámetros relacionados con la energía, como la intensidad de Arias (AI) o la intensidad espectral (SI) o los parámetros espectrales, como los espectros de respuesta de aceleración absoluta (SA), de velocidad relativa (SV) y los espectros de energía de entrada (IES).

Tabla 6* - Parámetros de escalado. Terremoto de Sierra Elvira. *(Scaling parameters. Sierra Elvira Earthquake)

	EGF	Eventos Objetivo		
M_w	3.7	5.5	6.0	6.5
M_o[N·m]	3.57E+14	1.99E+17	1.12E+18	6.31E+18
f_c [Hz]	1.4	0.28	0.16	0.09
$\Delta\sigma$ [bar]	9	9	9	9
N		8	14	25
C		1	1	1
η		3981	39810	398E3
ξ		0.13	0.07	0.04

Ante la gran cantidad de información que se puede obtener de las simulaciones, en este trabajo solo se muestran algunos ejemplos de los valores de PGA obtenidos para cada estación de registro, magnitud del evento objetivo, evento EGF y método de simulación empleado en las Tablas 7, 8, 9 y 10.

Tabla 7* - Método OSA. PGA [cm/s^2] simuladas a partir del Terremoto de Agrón. *(OSA Method. Simulated PGA* [cm/s^2]. *Agrón Earthquake)

Estación	EGF Mw=4.3	E.Obj Mw=5.5	E.Obj Mw=6.0	E.Obj Mw=6.5
AGR	104.1	277.1	437.3	852.8
ALH	6.0	23.8	44.1	65.5
CAC	20.4	93.1	133.8	229.4
CRT	6.0	25.9	45.0	83.4
DIL	10.6	36.8	84.3	111.6
PCG	19.3	69.8	120.7	275.3
PHE	51.8	136.3	255.8	348.4
VEN	29.6	102.6	208.6	387.8

Tabla 8* - Método Irikura. PGA [cm/s^2] simuladas a partir del Terremoto de Agrón. *(Irikura Method. Simulated PGA* [cm/s^2]. *Agrón Earthquake)

Estación	EGF Mw=4.3	E.Obj Mw=5.5	E.Obj Mw=6.0	E.Obj Mw=6.5
AGR	104.1	308.7	681.7	800.0
ALH	6.0	50.1	60.0	166.4
CAC	20.4	132.9	220.8	522.2
CRT	6.0	24.7	51.9	97.4
DIL	10.6	56.5	155.8	227.8
PCG	19.3	51.3	86.5	235.8
PHE	51.8	155.0	386.1	605.9
VEN	29.6	145.4	301.0	447.4

Tabla 9* - Método OSA. PGA [cm/s^2] simuladas a partir del Terremoto de Sierra Elvira. *(OSA Method. Simulated PGA* [cm/s^2]. *Sierra Elvira Earthquake)

Estación	EGF Mw=3.7	E.Obj Mw=5.5	E.Obj Mw=6.0	E.Obj Mw=6.5
AIXA	10.5	31.7	75.1	88.2
ALB	13.8	70.8	140.0	164.6
CAB	7.0	25.1	46.9	92.5
CHI	12.4	57.4	105.2	155.8
CHU	33.6	103.5	149.7	242.7
CRT	5.8	25.8	49.1	88.8
FAC	6.4	30.8	46.8	80.6
JAY	3.5	17.7	26.4	50.8
SEL	12.0	51.8	60.3	95.5
STF	115.1	448.7	685.4	824.2

En las Figuras 6 a 13 se representan algunos acelerogramas simulados y los espectros de respuesta de aceleración absoluta como muestra de los resultados obtenidos.

Tabla 10* - Método Irikura. PGA [cm/s^2] simuladas a partir del Terremoto de Sierra Elvira.** ***(Irikura Method. Simulated PGA [cm/s^2]. Sierra Elvira Earthquake)

Estación	EGF Mw=3.7	E.Obj Mw=5.5	E.Obj Mw=6.0	E.Obj Mw=6.5
AIXA	10.5	26.4	34.4	61.5
ALB	13.8	44.6	75.8	136.8
CAB	7.0	31.2	48.6	48.7
CHI	12.4	95.8	180.3	182.2
CHU	33.6	164.8	225.7	273.1
CRT	5.8	22.1	31.1	62.2
FAC	6.4	31.9	32.3	70.0
JAY	3.5	18.5	32.6	56.9
SEL	12.0	40.2	71.5	116.5
STF	115.1	425.1	484.6	620.7

Se puede observar que los valores de PGA de las simulaciones en las estaciones cercanas a los distintos hipocentros de los eventos EGF (STF y AGR) son significativamente mayores y que en las estaciones en roca tienen valores menores que en las situadas en suelos aluviales o arcillosos. En algún caso aparecen valores extremos en estaciones relativamente alejadas de los epicentros, como el caso de la estación PHE para las simulaciones con el terremoto de Agrón, que podría estar asociado con un efecto de directividad en la EGF.

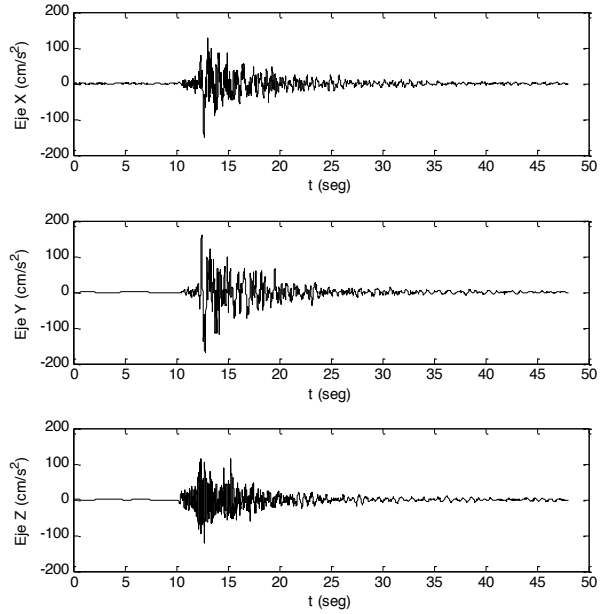


Figura 6*- Acelerogramas simulados en CAC para un sismo de *Mw* =6.0 a partir del terremoto de Agrón con el método de Irikura..** ***(Simulated accelerograms for CAC and an objective event of Mw = 6.0 using the Agrón earthquake as EGF and the Irikura method).

El método de Irikura muestra resultados con claras diferencias entre las dos componentes horizontales, característica que no aparece en las simulaciones con el método OSA.

El esquema de generación del registro simulado presenta una diferencia funcional importante entre ambos métodos: el de Irikura genera una ruptura determinada en cada simulación, que se propaga a cada punto de observación del movimiento del suelo dependiendo de la geometría foco-estación. Consecuentemente, permite simular un evento registrado consistentemente en varias estaciones, que lo hace especialmente apropiado para la generación de escenarios de sacudida; en cambio el método OSA obtiene estimaciones independientes en cada estación que no pueden relacionarse entre sí de forma individual. Sólo tendría sentido obtener conclusiones relativas entre estaciones a partir de un conjunto suficientemente numeroso de simulaciones aleatorias.

La bondad de las simulaciones de eventos sísmicos a través del enfoque semiempírico depende enormemente de la calidad de los registros empleados como eventos EGF. La relación N entre las frecuencias de esquina EGF y objetivo determina el número de subeventos a usar en cada una de las simulaciones: N^2 para el modelo cinemático y N^4 para el modelo estocástico. La suma de subeventos luego está "escalada" por C y por ξ para los modelos cinemático y estocástico, respectivamente. Por tanto, como C siempre será mucho mayor que ξ y en el modelado cinemático se utilizan muchos menos subeventos, este modelado se vería muy afectado por posibles registros EGF distorsionados. En cambio, el modelado estocástico usa muchos más subeventos, que contribuyen en menor medida por estar multiplicados por ξ y sumarse con desfases, y así la simulación resulta menos afectada por posibles defectos de la función de Green.

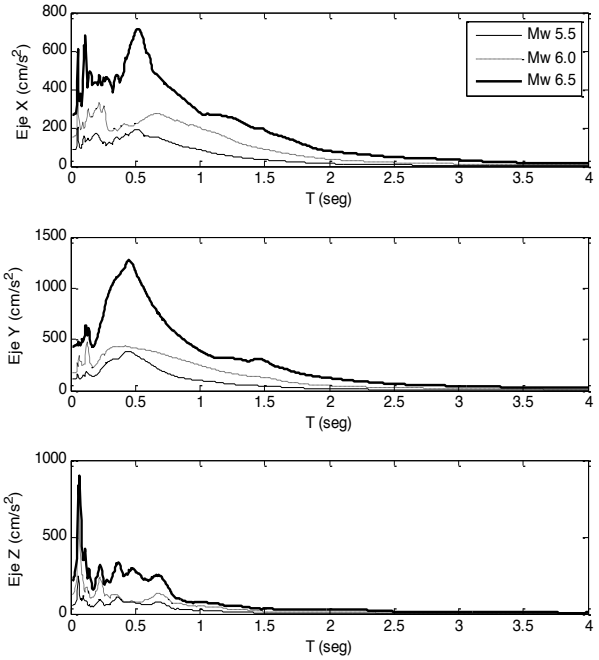


Figura 7* - Espectros de respuesta de aceleración absoluta con amortiguamiento del 5% en CAC a partir del terremoto de Agrón con el método de Irikura.** ***(Absolute acceleration response spectra for CAC using the Agrón earthquake as EGF and the Irikura method).

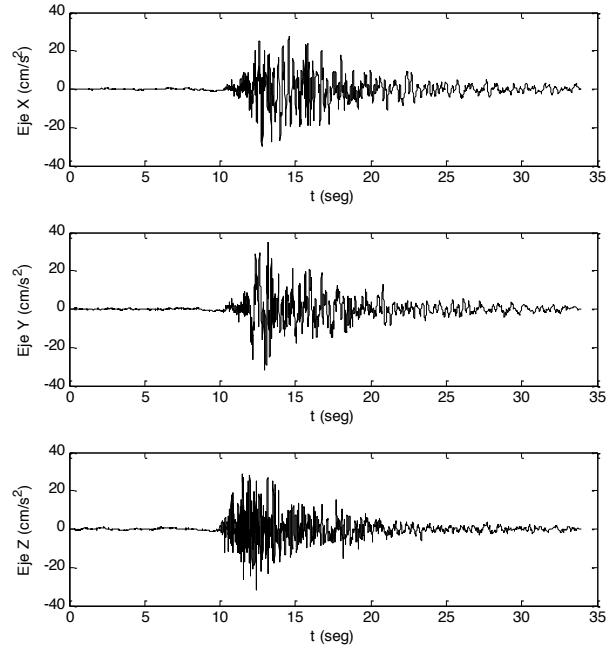


Figura 8* - Acelerogramas simulados en ALB a partir del terremoto de Sierra Elvira con el método de Irikura, para un sismo de *Mw* = 5.5.** ***(Accelerograms simulated at ALB from the Sierra Elvira earthquake using the Irikura method and an objective event of Mw = 5.5)

Es decir, con el método de Irikura, para cada estación aparecerá una función temporal equivalente de la fuente consistente con una

historia concreta de ruptura en el plano de falla simulado. Por tanto con este método sí se pueden generar escenarios de sacudida georeferenciados, o *shake maps* que incluyan la posible influencia de la directividad de la ruptura en las simulaciones. Este efecto ha mostrado ser de gran importancia en la sacudida causada por terremotos recientes de la región, como p.e. el de Lorca de 2011 (López-Comino *et al*., 2012; Alguacil *et al*., 2013).

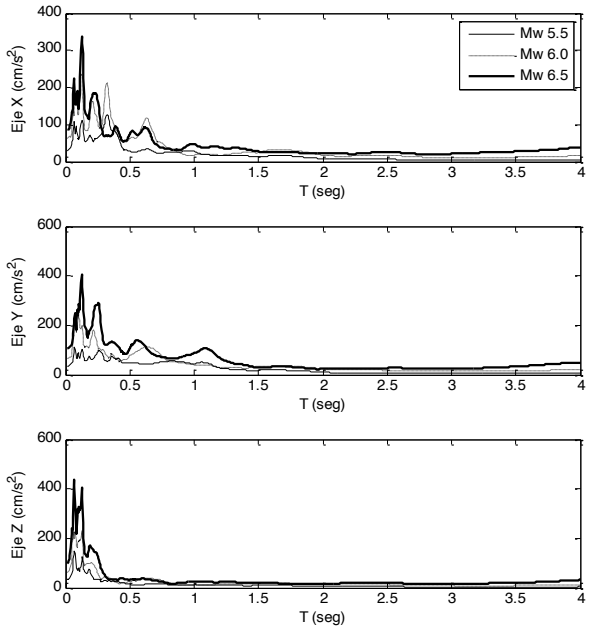


Figura 9* - Espectros de respuesta de aceleración absoluta con amortiguamiento del 5% en ALB a partir del terremoto de Sierra Elvira con el método de Irikura.** ***(Absolute acceleration response spectra with 5% damping at ALB from the S. Elvira earthquake using the Irikura method).

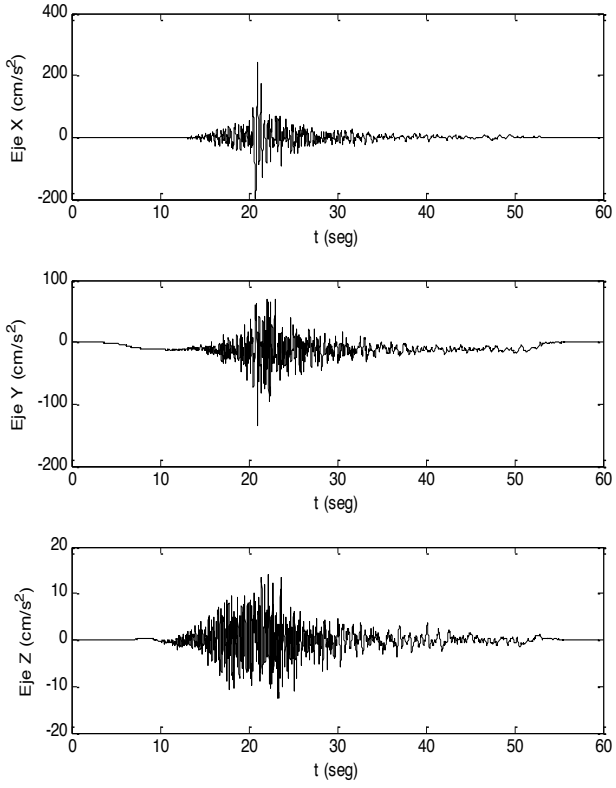


Figura 10* - Acelerogramas simulados en PCG a partir del terremoto de Agrón con el método OSA para un sismo de Mw = 6.5.** ***(Accelerograms simulated at PCG from the Agrón earthquake using the Irikura method and an objective event of Mw = 6.5).

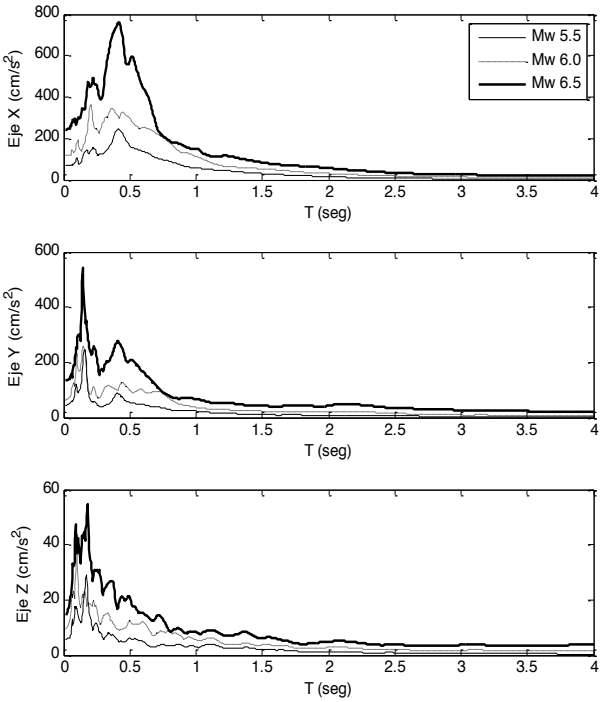


Figura 11* - Espectros de respuesta de aceleración absoluta con amortiguamiento del 5% en PCG a partir del terremoto de Agrón con el método OSA.** ***(Absolute acceleration response spectra with 5% damping at PCG from the Agrón earthquake using the OSA method).

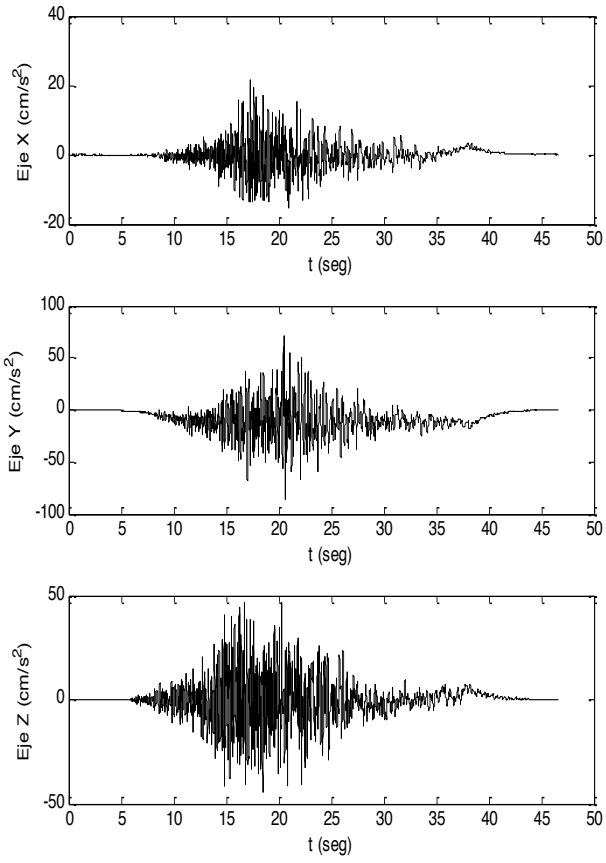


Figura 12* - Acelerogramas simulados en CRT a partir del terremoto de Sierra Elvira con el método OSA para un sismo objetivo de Mw = 6.5.** ***(Accelerograms simulated at CRT from the S. Elvira earthquake using the OSA method and an objective event of Mw = 6.5).

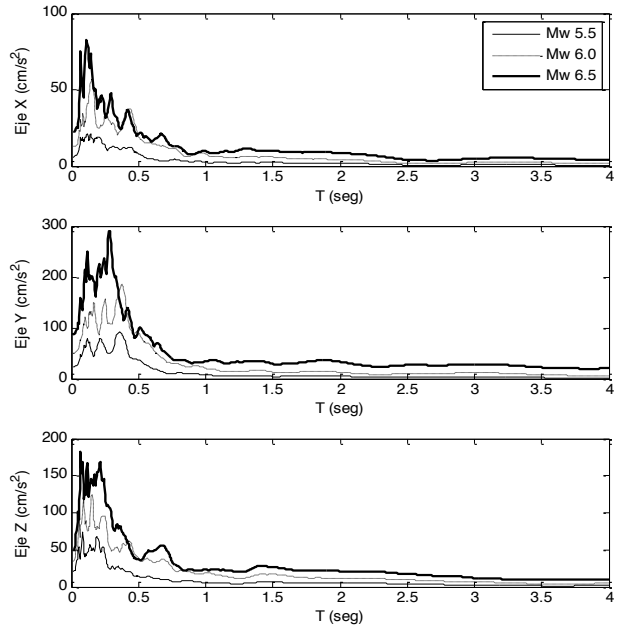


Figura 13 **- Espectros de respuesta de aceleración absoluta con amortiguamiento del 5% en CRT a partir del terremoto de Sierra Elvira con el método OSA.** ***(Absolute acceleration response spectra with 5% damping atCRT from the S. Elvira earthquake using the OSA method).***

7. CONCLUSIONES

El enfoque semiempírico para la simulación de movimientos intensos del terreno tiene claras ventajas sobre enfoque teórico porque como usa registros de eventos pequeños reales para simular eventos mayores los efectos del camino y el sitio están incluidos en estos registros y no requiere de tantas simplificaciones como el enfoque teórico que si tiene que modelar estos efectos y que además sólo está desarrollado para modelos concretos.

Los dos códigos desarrollados en MATLAB para este trabajo, aplicando los esquemas propuestos por Ordaz, Singh y Arboleda y por Irikura y colaboradores, aquí denominados método OSA y método de Irikura, respectivamente, son una herramienta útil para lograr registros simulados de eventos de mayor magnitud en distintas estaciones de registro.

El modelado estocástico del método OSA requiere de pocos parámetros para obtener el evento objetivo. De hecho es el método más sencillo y rápido de entre los dos utilizados en este trabajo.

El modelado cinemático de Irikura aquí implementado es, por el contrario, algo más complicado ya que necesita el conocimiento previo del mecanismo focal y del punto de inicio de la ruptura. En cambio, tiene la ventaja de poder simular terremotos con efectos de directividad, en los cuales la geometría y propagación de la ruptura tienen gran importancia, un efecto en ocasiones muy relevante en campo próximo, como recientemente se ha comprobado en sismos del SE español.

Las simulaciones obtenidas con estos dos métodos en los sitios con estaciones de aceleración en la ciudad de Granada y poblaciones próximas para tres eventos objetivo de magnitudes M_w 5.5, 6.0 y 6.5, similares a las de sismos históricos de la zona, han usado como funciones de Green empíricas los registros en estas estaciones de dos terremotos pequeños situados en zonas fuente conocidas en donde han ocurrido terremotos históricos dañinos.

Los valores de los parámetros característicos del movimiento del suelo obtenidos de las simulaciones muestran amplificaciones en suelos y en algún caso valores anómalos altos, que podrían estar asociados con fenómenos de directividad en el evento EGF usado.

Hay que destacar que los resultados con el método de Irikura muestran claras diferencias entre las dos componentes horizontales, mientras que éstas no aparecen en las simulaciones con el método OSA.

El esquema de generación del registro simulado en ambos métodos difiere en que el de Irikura permite simular un evento registrado consistentemente en varias estaciones, mientras que el método OSA obtiene estimaciones independientes en cada una.

Los resultados obtenidos son un primer paso en la elaboración de escenarios de sacudida o *ShakeMap* en Granada y zonas aledañas.

Las herramientas desarrolladas se aplicarán usando más eventos EGF y realizando un número mayor de simulaciones.

8. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente realizado dentro del marco del proyecto CGL2011-30187-C02-01-02, financiado por el Ministerio Español de Ciencia e Innovación.

Los autores agradecen al Instituto Geográfico Nacional de España y al Instituto Andaluz de Geofísica los acelerogramas facilitados.

9. REFERENCIAS

Aki, K., Richards P. G. (2002):"Quantitative Seismology, second edition". University Science Books.

Alguacil, G., Vidal, F., Navarro, M., García-Jerez, A., Pérez-Muelas, J. (2013): Characterization of earthquake shaking severity in the town of Lorca during the May 11, 2011 event. *Bull. Earthquake Eng.* Doi: 10.1007/s10518-013-9475-y.

Boore, D.M. (1983): "Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra". *Bull. Seism. Soc. Am*. **73**, 1865-1894.

Courboulex, F., Converset, J., Balestra, J., Delouis, B. (2010): "Ground-Motion Simulations of the 2004 Mw 6.4 Les Saintes, Guadeloupe, Earthquake Using Ten Smaller Events". *Bull. Seism. Soc. Am*. **100**, 116-180.

Courboulex, F., Larroque, C., Deschamps, A., Kohrs-Sansorny, C., Gélis, C., Got, J. L., Charreau, J., Stéphan, J. F., Béthoux, N., Virieux, J., Brunel, D., Maron, C. (2007): " Seismic hazard on the French Riviera: observations, interpretations and simulations". *Geophys. J. Int.* **170**, 387-400.

Courboulex, F., Virieus, J., Deschamps, A., Gibert, D., Zollo, A. (1996): "Source investigation of a small event using empirical Green's functions and simulated annealing". *Geophys. J. Int*. **125**, 768-780.

Irikura, K. (1983): "Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes". *Bull. Disaster. Prevention. Res. Insti.* (Kyoto University) **32**, 63-104.

Irikura, K. (1986): "Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function". *Proceedings of the Seventh Japan Earthquake Engineering Simp.* **26**, 151-156.

Irikura, K., Kamae, K. (1994): "Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique". *Annali di Geofisica.* Vol XXXVII, N.6, 1721-1743.

Irikura K., Kagawa, T., Sekiguchi, H. (1997): "Revision of the empirical Green's function method, B25 of "Programme and Abstracts"". *Seismological Sciety of Japan*, Vol. 2. 1997 (in Japanese).

Jaimes, M. A., Reinoso, E., Ordaz, M. (2008):"Empirical Green's Functions Modified by Attenuation for Sources Located at Intermediate and Far Distances from the Original Source". *Journal of Earthquake Engineering* **12**, 584-595.

Jarpe, S. P., Kasameyer, P. W. (1996): "Validation of a Procedure for Calculating Broadband Strong Motion Time Histories with Empirical Green's Functions". *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1116-1129.

Kamae, K., Bard, P.Y., Irikura, K. (1998): "Prediction of strong ground motion at EURO-SEISTEST site using the empirical Green's function method". *Journal of Seismology* **2**, 193-207, 1998.

Kamae, K., Irikura, K, Pitarka, A. (1998).: "A technique for simulating strong ground motion using Hybrid Green's Function". *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 357-367.

Kanamori, H. (1979): "A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquakes". *Bull. Seism. Soc. Am.* **69**, 1645-1670.

Khojastchfar, E., Daryan A. S., Assarch, M. A. (2009): "Probabilistic Empirical Green's Function Method in Ground Motion Simulation". *American J. of Engineering and Applied Sciences* 2 (1) **160**, 160-164.

López-Comino, J.A., Mancilla, F.L., Morales, J., Stich, D. (2012): Rpture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophys. Res. Lett.,* **39**, L03301. doi: 10.1029/2011GL050498.

Midorikawa, S. (1993): "Semi-empirical estimation of peak ground acceleration from large earthquakes". *Tectonophysics.* **218**, 287-295.

Miyake, H., Iwata, T., Irikura, K. (2003): "Source Characterization for Broadband Ground-Motion Simulation: Kinematic Heterogeneous Source Model and Strong Motion Generation Area". *Bull. Seism. Soc.* Am. **93**, 2531-2545.

Morales, J., Singh, S.K., Ordaz, M. (1996): "Analysis of the Granada (Spain) earthquake of 24 June 1984 (M=5) with emphasis on seismic hazard in the Granada Basin". *Tectonophysics*. **257**, 253-263.

Ordaz, M., Arboleda, J., Singh S.K. (1995): "A Scheme of Random Summation of an Empirical Green's Function to Estimate Ground Motions from Future Large Earthquakes". *Bull. Seism. Soc. Am*. **85**, 1635-1647.

Pavic, R., Koller, M. G., Bard P. Y., Lacavc-Lachct, C. (2000): "Ground motion prediction with the empirical Green's function technique: an assessment of uncertainties and confidence level". *Journal of Seismology* **4**, 59-77, 2000.

Pitarka, A., Somerville, P., Fukushima, Y, Uetake, T., Irikura, K. (2000): "Simulation of near-fault strong-ground motion using Hybrid Green's Functions". *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, 566-586.

Stich, D., Ammon, C.J., Morales, J (2003): "Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region". *J. Geophys. Res.* **108**, 2148. doi:10.1029/2002JB002057.

Stich, D., Martín, R., Morales, J. (2010): Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008. *Tectonophysics* **483**, 390-398.

Wennerberg, L. (1990): "Stochastic summation of empirical Green's functions". *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, 1418-1432.

Estructura de Velocidad Superficial de la Ciudad de Almería (SE España) a partir del Análisis MASW

Shallow Velocity Structure of Almería City (SE of Spain) from MASW Analysis

Laura González-García[(1)]; Manuel Navarro[(2,3)]; Pedro Martínez-Pagán[(1)]; Jaruselsky Pérez-Cuevas[(1)]; Antonio García-Jerez[(3)]; Francisco Vidal[(3)]

[(1)] Departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica, Universidad Politécnica de Cartagena, 30203 Cartagena, Murcia, Spain. lgg2@alu.upct.es; p.martinez@upct.es; jaruselskyperezc@gmail.com

[(2)] Departamento de Química y Física, Universidad de Almería, 04120 Almería, Spain. mnavarro@ual.es

[(3)] Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, 18070, Granada, Spain. fvidal@ugr.es; agjerez@ugr.es

SUMMARY

The seismic series that took place in Lorca in 2011 showed that even a moderate magnitude earthquake may cause very serious damages on buildings and human losses. Earthquake's characteristics, closeness of the source, directivity effects, and soil composition have been proved to be relevant factors that influence the resulting damage. In the present study we have analysed the subsurface structure of the city of Almeria by means of the active seismic method of Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW for short). We have analysed 2 profiles along the directions EW and SN, for a total length of 3.0 and 4.1 Km, respectively. We have applied a simultaneous 24-channels recording system with twelve 4 Hz geophones plus twelve 28 Hz geophones alternatively positioned with interstation distance of 2 meters. The study has been carried out along 24 sections, maximizing the number of lithologies analysed. In order to classify the soils following the Eurocode 8 standards (EC8), the average shear-wave velocity of the shallowest 30 meters (V_S^{30}) has been calculated. The results show the presence of lithologies whose V_S^{30} values range from 290 m/s (soil type C) to 770 m/s (type B). The MASW results have been correlated with the V_S values obtained from ambient noise measurements (SPAC method) performed in the same area.

1. INTRODUCCIÓN

Los terremotos ocurridos en Lorca en mayo de 2011 pusieron de manifiesto como la geología superficial jugó, entre otros factores, un papel importante en la distribución de daños observados (Alcalá et al., 2013; Navarro et al., 2013; Alguacil et al., 2013), mostrando como terremotos de moderada magnitud pueden causar serios daños personales y materiales.

La velocidad media de las ondas de cizalla en los primeros 30 m (V_S^{30}) ha sido adoptada en varios códigos sísmicos (p.e. NEHRP-94, NCSE-02, Eurocódigo-8) como un parámetro representativo de la respuesta sísmica del suelo. Estudios recientes (p.e. Alcalá et al., 2006, 2014; Navarro et al., 2008, 2010, 2013; Martínez et al., 2012, 2013), han demostrado que la clasificación geológica del suelo así como sus valores V_S^{30} juegan un papel fundamental en la construcción de un mapa de microzonificación sísmica urbana.

El método de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales, conocido por sus siglas como MASW (del inglés, "*Multichannel Analysis of Surface Waves method*"), fue desarrollado inicialmente por Park et al. (1999a, b) y Xia et al. (1999). Este método se ha revelado como una herramienta alternativa y efectiva en la determinación de la estructura superficial V_S del terreno así como en la obtención de relaciones satisfactorias entre la velocidad de ondas S (Vs) y la geología local (p.e. Martínez-Pagán et al., 2012, 2013).

El presente estudio aborda la aplicación del método MASW en la ciudad de Almería, localizada en el sureste de España (Figura 1). Se han analizado dos grandes líneas de perfiles: una con orientación sur-norte (Avenida del Mediterráneo) y otra con orientación este-oeste (desde la Calle Pedro Jover hasta la Avenida Adolfo Suárez), cuyas longitudes totales fueron de 3 km y 4.1 km, respectivamente. Gracias a las características distintivas del método y a la metodología/tecnología utilizada, la toma de datos en los dos perfiles arriba mencionados se ha podido realizar en menos de una semana, obteniéndose una cantidad de información muy superior a la que se podría haber obtenido con otros métodos alternativos en el mismo periodo de medición.

La elección para la localización concreta de estos perfiles sísmicos dentro del casco urbano fue motivada por la existencia de una importante heterogeneidad lateral del terreno, su distribución a lo largo del área de estudio y la disponibilidad de datos procedentes de estudios previos a partir de técnicas complementarias, como perfiles de refracción y el método SPAC (del inglés, "*Spatial Autocorrelation method*") descrito en detalle por Okada (2003), y cuyos resultados (Navarro et al., 2001; Gaspar-Escribano et al., 2010), que han permitido contrastar y validar la técnica de MASW.

Además, los resultados obtenidos han sido comparados con la información que describe las características geológicas del área de estudio, que junto a los resultados previos de velocidad de cizalla obtenidos con otras metodologías, ha sido posible obtener una clasificación del terreno con mayor detalle, en términos de V_S30 según Eurocode 8 (EC-1998). Además, es importante destacar que con los resultados obtenidos con el método MASW se han podido elaborar mapas de valores medios de velocidad de las ondas de cizalla (Vs) para diferentes profundidades (5, 10, 15, 20, 25 y 30 metros) que publicaremos en un trabajo posterior. Estos mapas aportan una nueva forma de evaluar la influencia de los materiales más superficiales del subsuelo sobre las características geotécnicas del suelo en base a los valores Vs.

Esta nueva forma de presentar los valores de Vs, que permite destacar la influencia de los materiales más superficiales, aporta nuevos criterios a tener en cuenta para la elaboración de los mapas de microzonación sísmica a considerar en los futuros planes de ordenación urbana de la ciudad.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona estudiada se compone principalmente de dos unidades tectónicas: el complejo Alpujárride y Neógeno y materiales del Cuaternario (Aldaya y García Dueñas, 1971). El mapa de clasificación del terreno (Figura 2) muestra 11 tipologías diferentes, comprendidas entre terrenos montañosos formados por rocas Pre-Pliocenas y tierras bajas costeras formadas por depósitos del Holoceno (arenas, arcillas y limos). Dominan dos abanicos aluviales: el abanico de la rambla de Belén (abanico aluvial Holoceno I, código 5 en la Figura 2) que se extiende desde una

cota de altura de aproxımadamente 50m hasta la costa con una pendiente media de alrededor de un 25 por 1000; el segundo corresponde al río Andarax (abanico aluvial Holoceno II, código 6 en la Figura 2). La cota del río Andarax está situada en un punto con una altura de 40m. Este abanico es más grande que el de la rambla Belén y tiene una inclinación más suave con una pendiente de un 11 por 1000. Ciudad Jardín, situado en la llanura de inundación (código 9 en la Figura 2), se construyó sobre tierras bajas, formadas por la superposición de los dos abanicos aluviales, y presenta la mayor potencia de sedimentos.

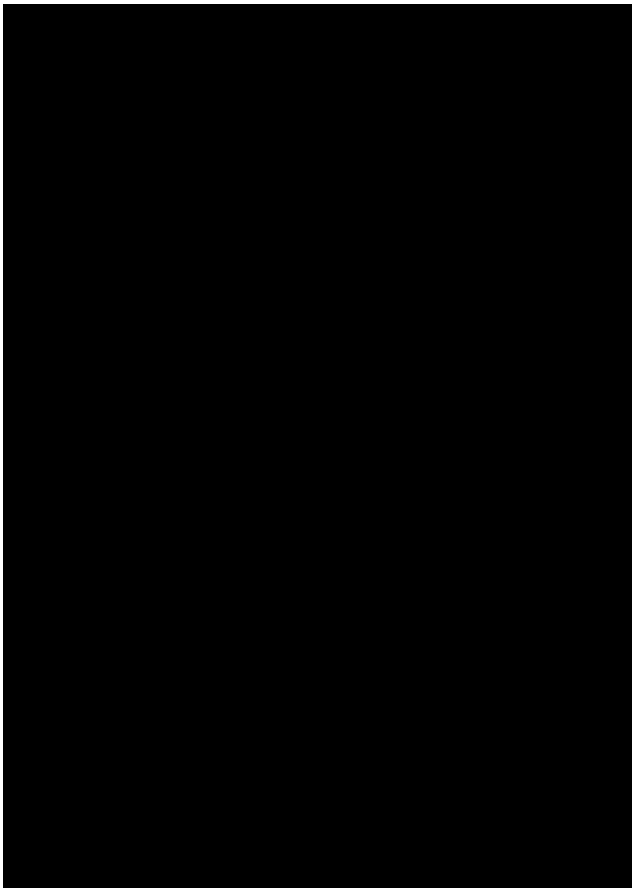


Figura 1 **– Mapa de la zona de estudio con la situación de los perfiles MASW.** ***(Study area map with the location of the MASW profiles).***

Las zonas topográficamente más altas corresponden a las situadas por donde discurre el río Belén, donde los valles han cortado la topografía dejando de forma residual los depósitos de gravas en las partes superiores que forman pequeñas ondulaciones de la topografía. La parte superior de este abanico aluvial localizado en la zona de colina presenta una pendiente suave (código 3 en la Figura 2). La parte topográficamente más baja de este abanico aluvial presenta una pendiente aún más suave donde ha sufrido una menor erosión y donde los materiales son del Pleistoceno (código 4 en la Figura 2). El mismo abanico aluvial se puede observar en la zona costera izquierda del río Andarax. La zona de inundación es el área de la zona de estudio que presenta las peores condiciones de suelo con espesores de arcillas y margas superiores a los 8 metros. Las zonas costeras de topografía más baja cortan los depósitos del Holoceno y los depósitos de los niveles superiores del Pleistoceno. Por otro lado, la zona identificada como zona ganada al mar, y donde se sitúa el puerto comercial de la ciudad de Almería, la componen escombros procedentes de la demolición de edificios. Por todo lo anterior, las condiciones de licuefacción son potencialmente altas en las zonas siguientes: la llanura de inundación; la zona situada sobre el abanico aluvial II de materiales del Holoceno; y en la zona ganada al mar, formada por materiales de escombro. La posición de los perfiles MASW y su relación espacıal con las estructuras geológıcas presentes en el área de estudio queda mostrado en la Figura 2.

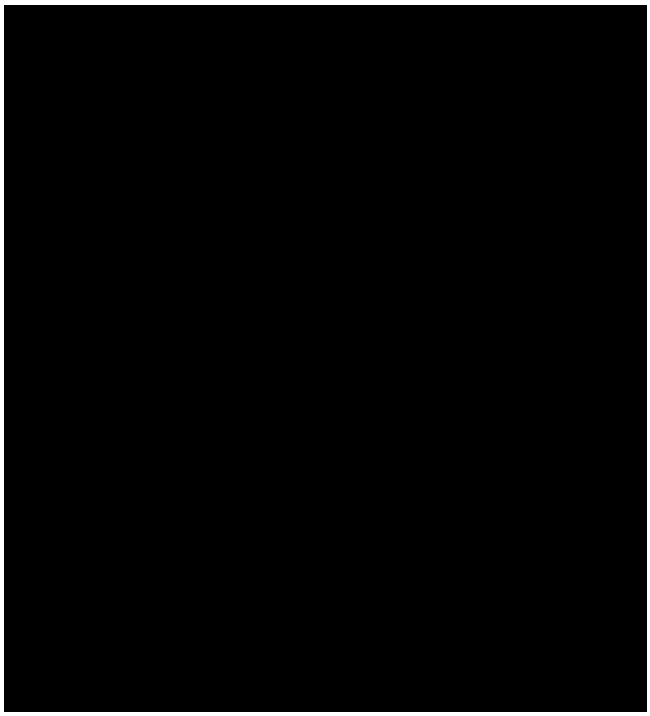


Figura 2 **– Mapa que clasifica la zona de estudio en base a los materiales depositados y su morfología: 1 Zona de montaña, 2 Zona de colina con fuerte pendiente, 3 Zona de colina con pendiente suave, 4 Abanico aluvial del Pleistoceno, 5 Abanico aluvial I del Holoceno, 6 Abanico aluvial II del Holoceno, 7 Valle I, 8 Valle II, 9 Llanura de inundación, 10 Zonas bajas costeras, 11 Terrenos ganados al mar. Sobre la figura se indica la localización de los SPACs (del A1 al A9), los perfiles MASW y los perfiles de sísmica de refracción (del S1 al S15).** ***(Landform classification map of the study area based on the deposited materials and their morphology: 1 Mountain, 2 Hill with steep slope, 3 Hill with gentle slope, 4 Pleistocene alluvial fan, 5 Holocene alluvial fan I, 6 Holocene alluvial fan II, 7 Valley flta I, 8 Valley flat II, 9 Flood plain, 10 Coastal lowland, 11 Reclaimed land. In the figure is labelled the position of the SPACs arrays (from A1 to A9), MASW profiles, and refraction seismic profiles (from S1 to S15).)***

3. MÉTODO MASW E INSTRUMENTACIÓN

La caracterización local para la estimación de los riesgos sísmicos recae normalmente sobre los valores de velocidad de las ondas de cizalla superficiales. Por ello, el parámetro V_S^{30} ha sido aceptado para la clasificación local por los principales organismos internacionales en el establecimiento de normativas sismorresistentes como es el National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP, 2001) en los EEUU o el Eurocode 8 (EC, 1998) en Europa. De hecho, el International Building Code (IBC) publicó la misma designación de clasificación en el año 2000 estableciendo al parámetro V_S^{30} como una medida que debía tenerse en cuenta en el diseño estructural de las edificaciones. En este sentido, la metodología elegida en el estudio que aquí se describe está basada en la obtención de los rangos de valores para la velocidad de las ondas de cizalla del subsuelo de la ciudad de Almería. Para ello se ha llevado a cabo el empleo de la técnica MASW.

Uno de los objetivos del método MASW es identificar traza a traza las llegadas de información coherente que no son ondas Rayleigh en modo fundamental y eliminarlas de los registros de datos. A continuación, las propiedades dispersivas de las ondas Rayleigh pueden ser analizadas, proporcionando información útil sobre las características geotécnicas del subsuelo (Socco et al., 2008; Roma, 2010; Park, 2013). Un mayor detalle sobre los

fundamentos teóricos del método MASW se puede encontrar en Roma (2010). Como se ha indicado anteriormente, se establecieron dos líneas principales de perfiles MASW a través del casco urbano. La localización y denominación de cada uno de los perfiles MASW que forman parte de estas dos líneas sísmicas se pueden observar en la Figura 1. Para la realización de estas dos líneas sísmicas se empleó un sistema propio de arrastre porta-geófonos, comúnmente conocido por su terminología anglosajona de "*landstreamer*". Este sistema permitió el registro simultáneo de 24 canales en modo continuo, con un paso de desplazamiento de 10 metros. Estos canales se dispusieron de manera que las trazas alternaran entre la señal recibida por los 12 geófonos de 28 Hz y los 12 geófonos de 4.5 Hz. La separación entre los geófonos fue de 2 metros y la distancia al offset de 4 metros. La configuración anterior permitió obtener registros con una relación señal-ruido excelente, además de permitir mayores profundidades de investigación de las que se habrían obtenido empleando sólo geófonos de 28 Hz para la misma fuente de energía. Como fuente de energía no-explosiva se empleó un vibrador-compactador Wacker-Neuson Modelo BS 60-4s. La unidad de registro está compuesta por un sismógrafo Summit II Compact de DMT (Alemania). Por otro lado, tanto la configuración de la secuencia sísmica empleada como el procesado posterior de los datos sísmicos se llevaron a cabo con el uso del paquete de programas denominado SurfSeis, de Kansas Geological Survey, unidad de investigación sísmica de la Universidad de Kansas (EEUU).

El tratamiento de los datos ha consistido básicamente en identificar para cada punto disparo, en este caso punto de vibración, la curva de dispersión para el modo fundamental de las ondas Rayleigh. Una vez obtenidas todas las curvas de dispersión pertenecientes a un mismo perfil MASW han sido sometidas de forma individual a un proceso matemático de inversión con el fin de obtener los perfiles Vs en una dimensión (1D). A continuación, con todos los perfiles 1D de Vs se han elaborado las secciones símicas 2D de valores de velocidad de las ondas de cizalla superficiales correspondientes a cada uno de los perfiles MASW. Finalmente, con los datos procesados también se ha calculado y dibujado curvas de valores V_S^{30}.

Destacar que el *landstreamer* permitió el registro de 7 kilómetros de perfil MASW en menos de una semana, lo que supone importantes ventajas en tiempo, coste y en una mínima afección sobre el tráfico rodado. Con el fin de dar una idea más precisa del rendimiento alcanzado, comentar que estos 7 kilómetros de perfiles MASW han supuesto la obtención de unas 700 curvas de dispersión o la generación de 700 perfiles 1D de estructura Vs.

4. ESTUDIOS PREVIOS

La estructura superficial del terreno en el área urbana de la ciudad de Almería ha sido analizada a partir de datos geológicos, geotécnicos y geofísicos (Navarro et al., 2001), lo que permitió definir las unidades litológicas presentes en el área de estudio y caracterizarlas en términos de valores N-SPT y de velocidad de cizalla.

La estructura Vs^{30} del terreno en la ciudad de Almería se determinó a partir de medidas simultáneas de ruido ambiental (Gaspar-Escribano et al., 2010), usando una red circular formada por seis sensores de componente vertical VSE-15D, cinco de ellos distribuidos simétricamente a lo largo de una circunferencia de radio R, con un sexto sensor situado en el centro. Las mediciones se llevaron a cabo en 9 espacios abiertos de la ciudad, situados en diferentes condiciones de suelo (Figura 2). Los radios utilizados variaron entre 1.5 y 94 metros en función del espesor previsto de sedimentos a muestrear y de la superficie utilizable en cada punto. El tiempo de grabación fue de 30 minutos y la señal fue muestreada a 100 mps.

Los registros de las seis estaciones fueron tratados utilizando la forma original del método SPAC (Aki, 1957). Todas las señales han sido ventaneadas a intervalos de 20 segundos con un solapamiento del 80% y pasadas al dominio de la frecuencia mediante la transformada Discreta de Fourier (DFT). Los espectros complejos han sido promediados para las estaciones sobre la circunferencia y divididos por el correspondiente a la estación central. El resultado es el coeficiente de correlación $\rho(f,R)$, el cual se relaciona con la velocidad de fase de las ondas Rayleigh $c_R(f)$.

Las curvas de dispersión se calcularon para diferentes rangos de longitud de onda en función del radio utilizado y posteriormente se combinaron para obtener una única curva de dispersión $c_R(\omega)$ para cada sitio (Figura 3). Las frecuencias de las curvas obtenidas varían entre 2.0 y 29.8 Hz y los valores de la velocidad de fase están en el rango 191 - 904 m/s (Tabla 1). En general, se observa una buena correlación entre las formas de la curva de dispersión y las condiciones geológicas de cada sitio, a pesar de las variaciones laterales entre formaciones geológicas adyacentes.

El modelo de velocidad de cizalla en cada sitio se determinó a partir de la inversión estocástica de la curva de dispersión observada, usando un modelo inicial de partida construido a partir de la información geotécnica obtenida en el área de estudio y de las propias curvas de dispersión, empleando el criterio $\lambda/3$ (Tokimatsu, 1997). Algunos perfiles de velocidad de cizalla obtenidos en este estudio se muestran en la Figura 4. El valor promedio de velocidad de cizalla para los 30 primeros metros (Vs^{30}) fue calculado para cada sitio (Tabla 1), obteniéndose valores comprendidos entre 293

Tabla 1* - Características de las configuraciones utilizadas, curvas de dispersión, rango de valores de velocidad de cizalla y estructura promedio Vs^{30} para el método SPAC. *(Characteristics of the used configurations, dispersion curves, shear-waves velocity values range, and average Vs^{30} in the SPAC method.)

Sitio	Nombre	Radios (m)	Δf (Hz)	Δc_R (m/sec)	Δz (m)	Δβ (m/sec)	V_S^{30} (m/sec)
A1	Vega de Acá	5-10-20-40	4,8 – 17,0	215 – 412	0 – 50,0	176 – 625	293
A2	Nicolás Salmerón	2,5-5-10-20	3,0 – 21,8	191 – 419	0 – 37,5	185 – 474	317
A3	Rafael Alberti	5-10-20	3,0 – 13,9	312 – 554	0 – 46,0	283 – 665	359
A4	Adela Díaz	2,5-5-10-20	6,4 – 29,8	471 – 674	0 – 37,5	378 – 748	595
A5	Compañía de María	2,5-5-10-18	7,0 – 20,0	288 – 701	0 – 37,5	214 – 824	490
A6	Desaladora	6-12-25-50-94	2,0 – 18,0	257 – 904	0 – 122	293 – 1136	368
A7	Gobierno Militar	1,5-3-5-10	10,5 – 30,0	397 – 775	0 – 37,5	345 – 997	596
A8	Colegio Goya	2-4-7,5-15	10,0 – 25,0	362 – 882	0 – 37,5	290 – 1711	513
A9	H. Torrecardenas	3-6-12-25	10,0 – 19,9	495 – 707	0 – 44,6	415 – 1374	564

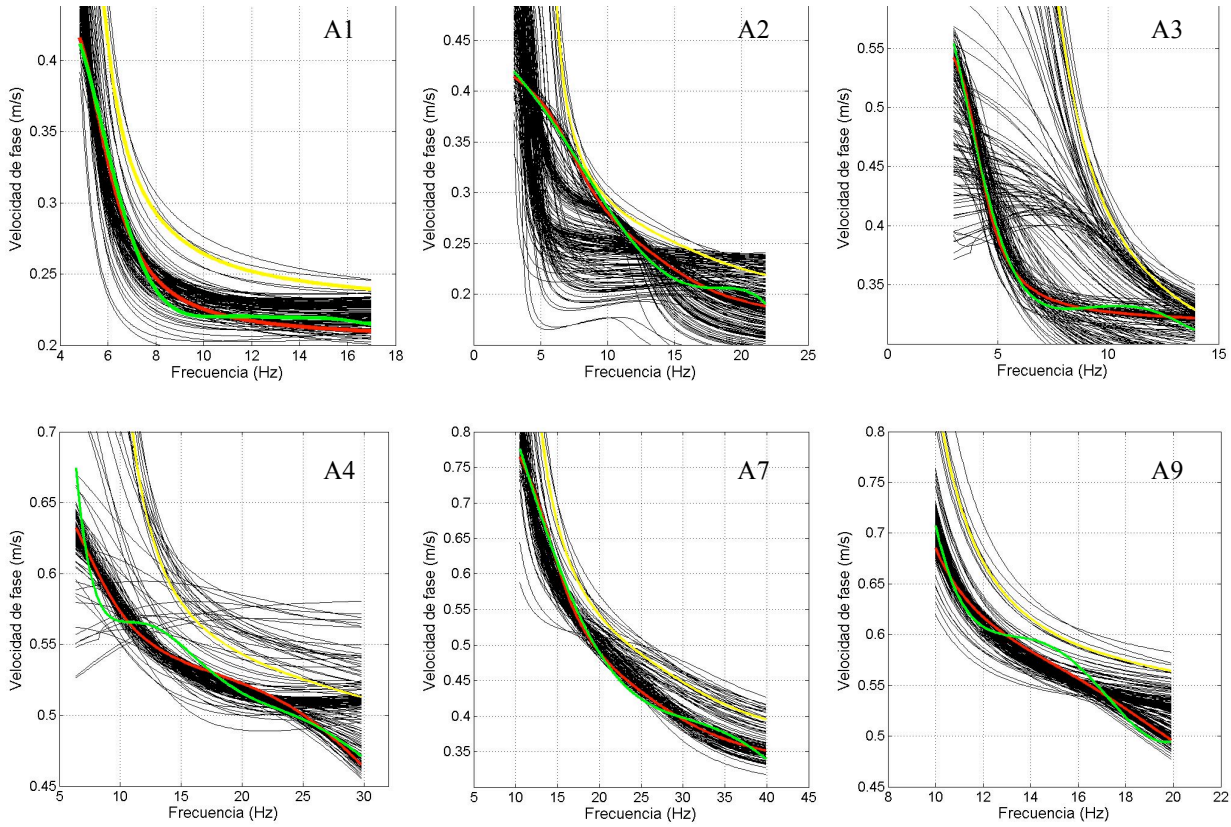


Figura 3 **- Algunos ejemplos de curvas de dispersión obtenidas (color verde), curva de dispersión obtenida a partir del modelo inicial (color amarillo) y curva de dispersión teórica (color rojo), por el método SPAC.** ***(Examples of obtained dispersion curves (green colour), dispersion curve obtain of the inicial model (yellow), and theorical dispersion curve (red) by the SPAC method.)***

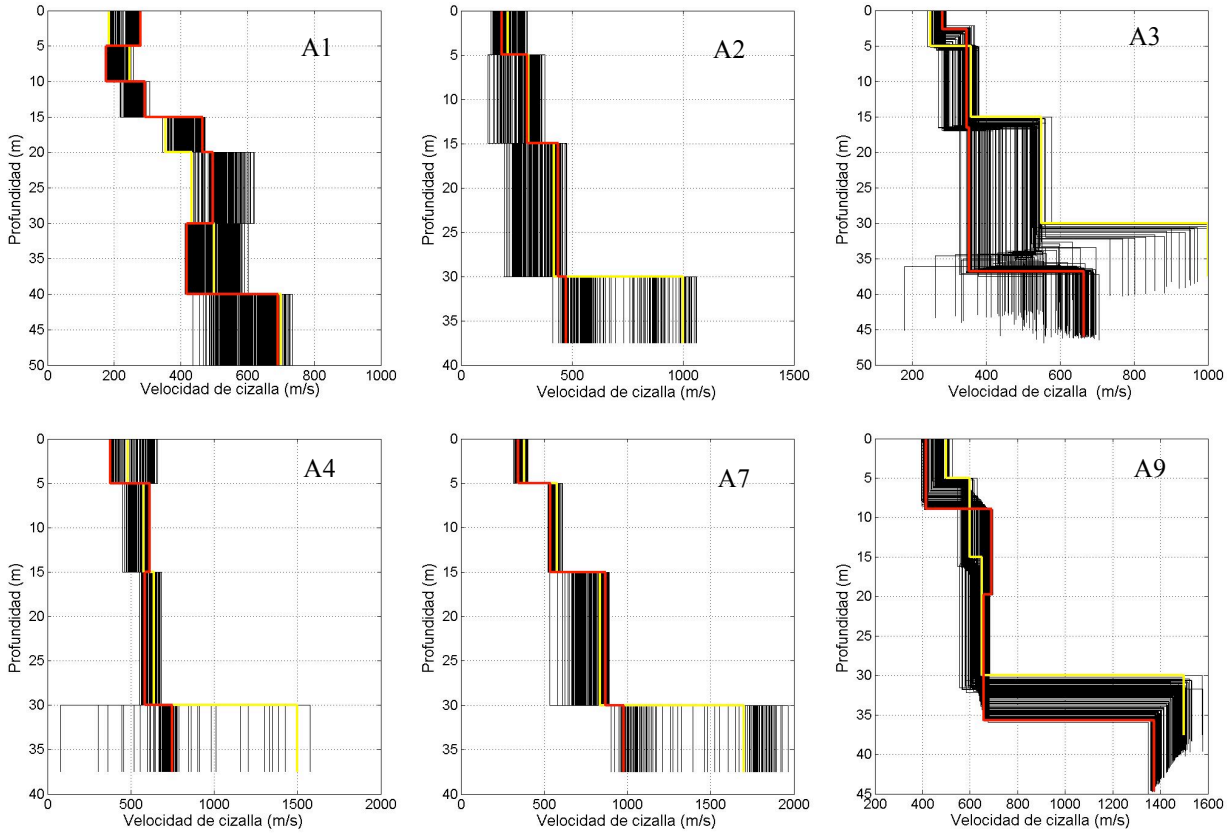


Figura 4 **- Algunos ejemplos de modelos de velocidad de cizalla obtenidos (color rojo) y el modelo inicial utilizado (color amarillo) por el método SPAC.** ***(Examples of obtained shear-wave velocity models (red colour) and the initial model (yellow) by the SPAC method.)***

5. RESULTADOS

En la Figura 1 se señala la posición y orientación de los perfiles MASW llevados a cabo en la ciudad de Almería junto con su identificación. Por otro lado, en la Figura 2 se pueden apreciar los diferentes materiales geológicos sobre los que están situados estos perfiles MASW, además de mostrar las estaciones de medida SPAC que están localizadas en las proximidades de cada perfil sísmico. En términos generales, se puede decir que se ha encontrado una elevada similitud entre los valores obtenidos en estaciones próximas con el método SPAC y con el método MASW, clasificando los materiales del suelo para misma categorías según el Eurocódigo 8 (EC8). En cuanto a los resultados obtenidos con los perfiles de refracción sísmica su importancia no es tan relevante al no haberse alcanzado suficiente profundidad de investigación. Por ello, tanto en la descripción de los resultados como en su discusión se centrará principalmente en la información aportada por las otras técnicas (SPAC y MASW).

En este estudio, el tipo B del EC8 ha sido dividido en dos subtipos: B1 con valores V_S^{30} comprendidos entre 500 y 800 m/s; B2 con valores V_S^{30} desde 360 a 500 m/s. Así, el perfil MASW M1, llevado a cabo en la llanura de inundación, presenta en sus primeros 100 metros unos valores V_S30 comprendidos entre los 360 m/s y los 500 m/s (Tabla 2), lo que clasifica esta área como B2 según el Eurocode 8 (Figura 3). Sin embargo, el resto del perfil M1, unos 600 metros, clasifica el suelo como tipo C (180 – 360 m/s), al igual que el SPAC denominado A2 con un valor de 317 m/s. Otro SPAC, denominado A3, proporcionó un valor Vs30 de 359 (zona C) para la zona de inundación en correspondencia con los valores obtenidos a través de los perfiles MASW próximos (M20 y M21) (Figura 7).

Los SPACs A4, A5 y A7 situados sobre materiales del Holoceno pertenecientes al abanico aluvial I (Figura 2) presentaron valores de V_S30 más altos, entre los cuales destacan el SPAC A4 con un valor V_S30 de 595 m/s (zona B1 según el EC8) y el SPAC A7 con un valor de 596 m/s (zona B1). Tanto en la Figura 2 como en la Figura 7 se puede observar como aquellos perfiles MASW próximos a las posiciones de los SPACs anteriores (M4, M5 y M13) ofrecen valores de V_S30 muy similares. De hecho, en la Figura 7 se destacan unos puntos oscuros aislados (rango de valores para la zona B1) donde la posición del punto inferior coincidiría con la posición del SPAC A4. Sin embargo, se debe señalar que el método MASW ofrece un mayor detalle en las posibles variaciones de los rangos de valores Vs30, a pesar de la alta correspondencia con aquellos valores obtenidos a través del SPAC, puesto que como se ha comentado anteriormente, estos valores se obtenían cada 10 metros de perfil sísmico. Así, hay zonas pertenecientes al abanico aluvial I donde algunos perfiles MASW reflejaron valores inferiores a 500 m/s, lo que según el Eurocode 8 clasifica esas áreas como zonas B2. Lo contrario también se ha dado, es decir, se tiene el caso de la zona de inundación donde los tres SPACs realizados (A1, A2 y A3) caracterizaron el área como zona C. Sin embargo, la información aportada por los perfiles MASW, que cubrieron una mayor zona investigada, ha sido capaz de poner de manifiesto pequeñas áreas clasificadas como zona B2 dentro de la zona de inundación (Figura 2).

Tabla 2 **- Características de las configuraciones utilizadas, rango de valores de velocidad de cizalla y estructura promedio Vs^{30} para el método MASW.** ***(Characteristics of the used configurations, shear-waves velocity values range, and average Vs^{30} in the MASW method.)***

Perfil	Calle	Morfología	Longitud (m)	Intervalo Vs30 (m/s)	Valor medio Vs30 (m/s)
M1	Avda. Mediterráneo	Llanura de inundación	700	292,97 - 383,35	352,06
M2	Avda. Mediterráneo	Llanura de inundación	200	336,05 - 411,96	366,56
M3	Avda. Mediterráneo	Llanura de inundación	110	335,43 - 482,80	419,31
M4	Avda. Mediterráneo	Abanico aluvial I del Holoceno	40	479,41 - 535,05	505,31
M5	Avda. Mediterráneo	Abanico aluvial I del Holoceno	170	463,19 - 698,94	537,54
M6	Avda. Mediterráneo	Abanico aluvial I del Holoceno	160	540,45 - 769,61	640,00
M7	Avda. Mediterráneo	Abanico aluvial del Pleistoceno	220	470,88 - 624,08	547,11
M8	Avda. Mediterráneo	Abanico aluvial del Pleistoceno	180	522,07 - 611,19	573,58
M9	Avda. Mediterráneo	Abanico aluvial del Pleistoceno	160	541,94 - 703,49	605,24
M10	Avda. Mediterráneo	Abanico aluvial del Pleistoceno	180	523,21 - 649,00	566,16
M11	Avda. Mediterráneo	Colina con pendiente suave	60	524,76 - 643,32	568,95
M12	Avda. Mediterráneo	Colina con pendiente suave	120	416,39 - 637,36	522,02
M13	Calle Pedro Jover	Abanico aluvial I del Holoceno	250	493,76 - 762,47	603,28
M14	Calle San Juan	Abanico aluvial I del Holoceno	70	555,42 - 608,54	585,22
M15	Calle San Juan	Abanico aluvial I del Holoceno	50	537,11 - 604,43	566,88
M16	Calle Braulio Moreno	Abanico aluvial I del Holoceno	200	406,45 - 727,14	501,53
M17	Calle Bilbao	Llanura de inundación	480	298,90 - 411,72	332,80
M18	Calle Lérida	Llanura de inundación	310	326,20 - 445,98	355,55
M19	Calle José Morales Abad	Llanura de inundación	240	314,38 - 434,31	353,55
M20	Calle La Marina	Llanura de inundación	270	317,27 - 497,32	371,75
M21	Calle Chile	Llanura de inundación	160	329,74 - 377,82	353,96
M22	Calle Chile	Llanura de inundación	80	332,78 - 387,83	348,71
M23	Calle Gerona	Abanico aluvial I del Holoceno	250	375,13 - 507,06	408,68
M24	Avenida Adolfo Suárez	Llanura de inundación	360	306,79 - 376,08	345,09

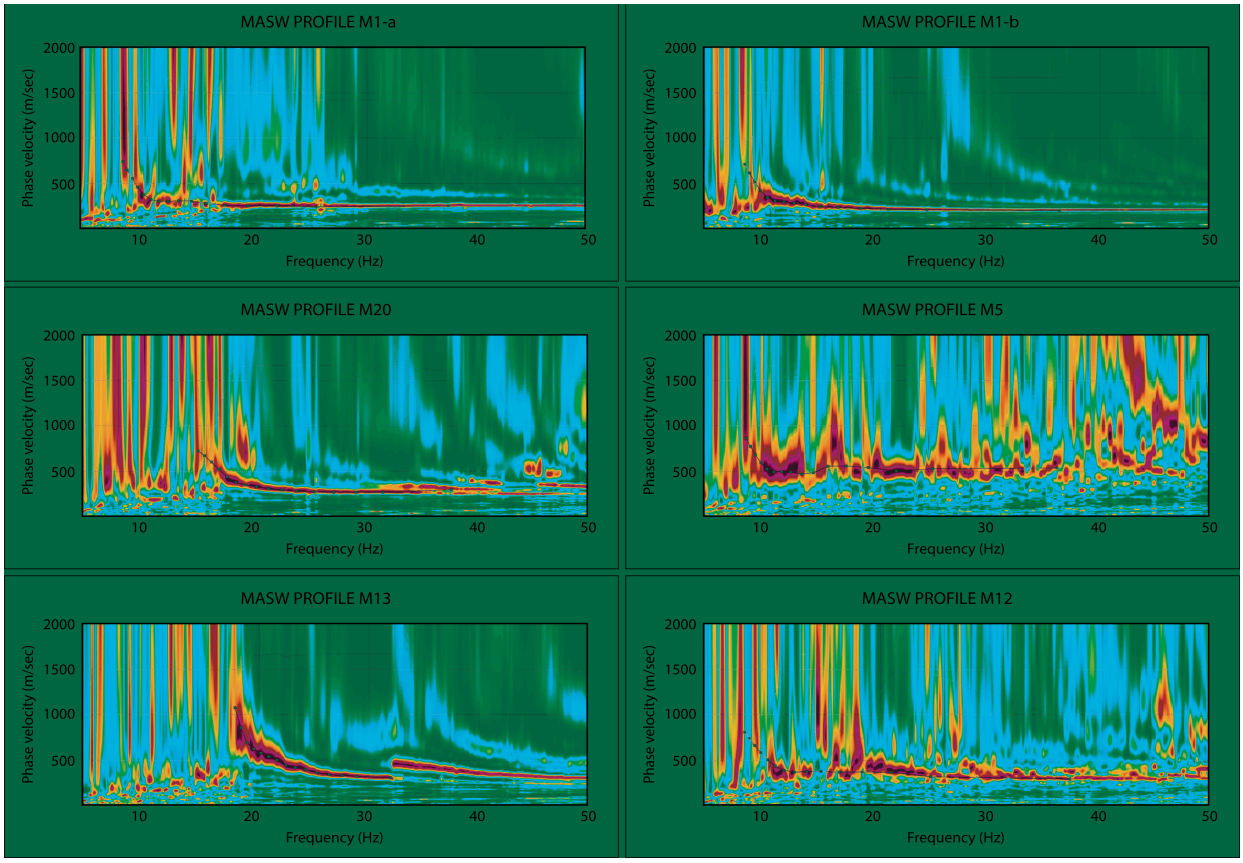


Figura 5* - Algunos ejemplos de curvas de dispersión obtenidas por el método MASW. *(Examples of dispersion curves obtained by the MASW method.)

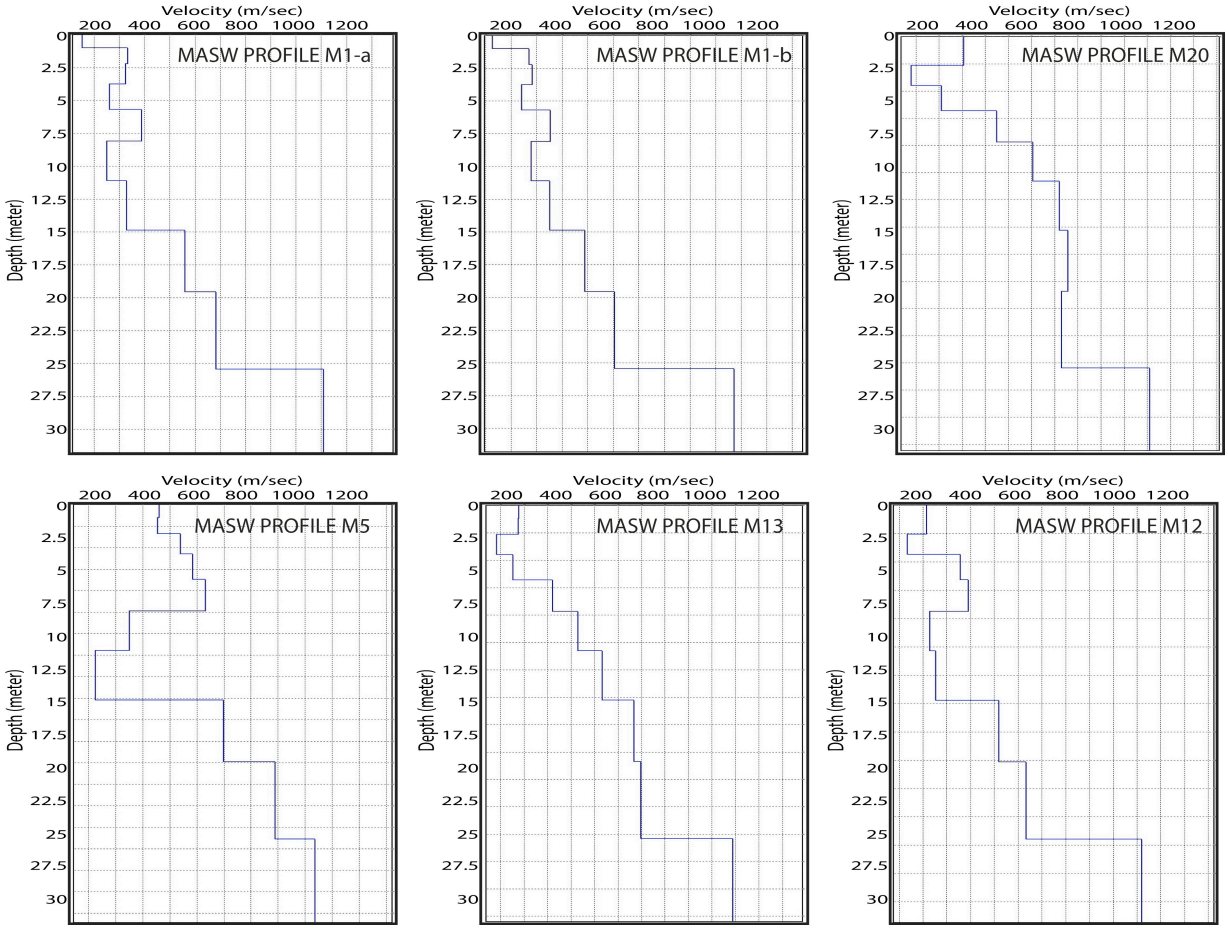


Figura 6* - Algunos ejemplos de modelos de velocidad de cizalla obtenidos por el método MASW. *(Examples of shear-wave velocity models obtained by the MASW method.

El SPAC A9, situado próximo al hospital Torrecardenas, se caracteriza por ser una zona de colina con fuerte pendiente (código 2 en la Figura 2). Los resultados muestran un valor V_S30 por encima de los 500 m/s, caracterizando la zona como B1 según el EC8. Los perfiles MASW más próximos a dicha estación también han mostrado valores dentro del mismo rango, comprendidos entre 500 y 800 m/s.

Finalmente, el SPAC A8, situado sobre una zona diferente y caracterizada por presentar una morfología de colina con pendiente suave (código 3 en la Figura 2), ofreció un valor de V_S30 de 513 m/s, lo que caracteriza este tipo de área como zona B1. Próximo a este SPAC no se realizó ningún perfil MASW. No obstante, los perfiles MASW realizados sobre materiales geológicos equivalentes también ofrecieron valores dentro del rango de la zona B1 (Figura 7).



Figura 7* – Mapa de valores Vs^{30} a partir de los perfiles MASW para la ciudad de Almería siguiendo criterios del clasificación del suelo según el Eurocode 8 (EN, 1998). *(Vs^{30} map following criteria from the EC8 site class from MASW profiles conducted in Almería city.)

6. DISCUSIÓN

En base a los resultados comentados en la sección anterior, se desprende que los valores más bajos de velocidad de la onda de cizalla (180 – 360 m/s) corresponden a los medidos por los perfiles sísmicos M1, M2, M18, M19, M20, M21, M22 y M24 (Tabla 2). Estos valores clasificarían el suelo como zona C según el Eurocode 8. Estos perfiles se desplegaron sobre la llanura de inundación, por lo que es esta área la que presenta las peores condiciones geotécnicas del suelo, como también ha quedado reflejado por las estaciones de SPACs (A1, A2 y A3) situadas en dicho área. Por ello, a esta área se debería prestar especial atención, máxime cuando es hacia esta zona donde se está produciendo el crecimiento de la ciudad de Almería. La Figura 7 indica que en esta zona de inundación también existen pequeñas áreas que se clasifican como zona B2 (360 – 500 m/s). Aunque estas mayores velocidades de la onda de cizalla significa una mejora en las condiciones geotécnicas de estos suelos, sin embargo, suelos tipo B2 también deben ser tenidos en cuenta desde el punto de vista de la edificabilidad por su riesgo sísmico tal y como indica (Kanli et al., 2006), donde menciona daños en edificios situados en ese tipo de zona ocurridos durante el terremoto de Dinar de octubre de 1995.

Los perfiles MASW identificados como M4, M5, M12, M16 y M23, situados sobre materiales del Holoceno pertenecientes al abanico aluvial I, también clasificaron algunas áreas como suelo B2, por lo que estas zonas también deberían ser tenidas en cuenta. Mencionar que los resultados obtenidos a partir del sondeo de SPAC A5, próximo a los perfiles M16 y M23, también clasifica el área como suelo B2.

Respecto a la zona sur-oeste del abanico aluvial I, los perfiles sísmicos ofrecieron un mejor comportamiento del suelo en base a los valores de velocidad, los cuales estuvieron por encima de los 500 m/s (zona B1 – EC8). Este extremo también fue confirmado por la estación SPAC A7 con valores de 596 m/s.

Los perfiles MASW etiquetados como M6, M7, M8, M9, M10, M11 y M12 situados sobre el abanico aluvial del Pleistoceno y sobre una zona de colina caracterizada por disponer de una pendiente suave clasificaron estos suelos como zonas B1 (500 – 800 m/s), es decir un comportamiento del suelo bueno. Estos datos también estuvieron en correspondencia con aquellos obtenidos por medio de estaciones SPACs, concretamente las estaciones situados al norte de la ciudad de Almería: A8 y A9, que dieron valores V_S^{30} de 513 m/s y 564 m/s, respectivamente.

Resumiendo, y empleando como base la Figura 8, la cual representa los valores V_S^{30} descritos anteriormente, pero según intervalos de valores más apropiados al área de estudio, se puede establecer que las zonas de la ciudad de Almería con mejor comportamiento geotécnico esperable del suelo frente a un sismo son la zona norte (Barrios San Luís y Torrecárdenas) y la zona oeste (Centro histórico, Cerro San Cristóbal). En el otro extremo se encontraría la zona de inundación a la que pertenecen Ciudad Jardín, Nueva Almería y Zapillo. También en las zonas del abanico aluvial I como Nicolás Salmerón u Oliveros los suelos tienen un peor comportamiento sísmico.

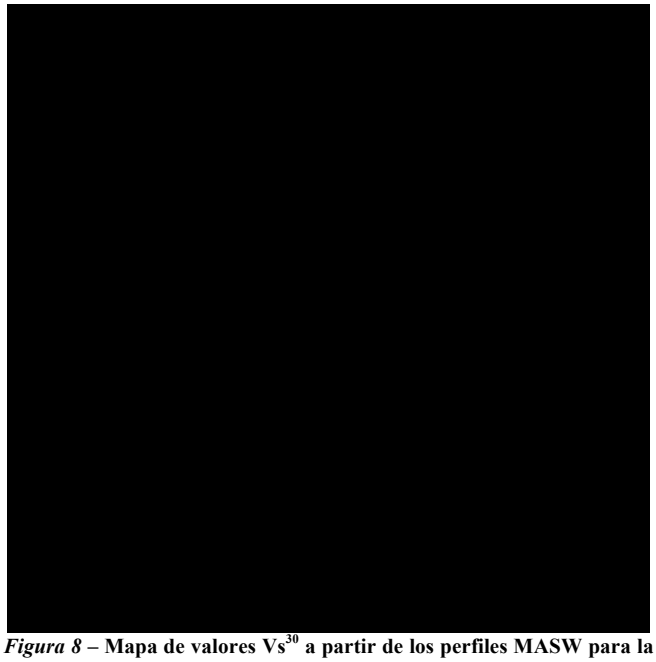


Figura 8* – Mapa de valores Vs^{30} a partir de los perfiles MASW para la ciudad de Almería siguiendo unos rangos personalizados a la zona de estudio. *(Vs^{30} map following customized velocity ranges from MASW profiles conducted in Almería city.)

7. CONCLUSIONES

El estudio que aquí se ha abordado pone de manifiesto la idoneidad de la técnica MASW para estimar las condiciones de velocidad de cizalla superficial del suelo, y como el orden de magnitud de los valores de velocidad de la onda de cizalla está en relación directa con el tipo de geología que los perfiles sísmicos atraviesan.

El estudio también subraya la significativa correspondencia entre los valores obtenidos a través de SPAC y los procedentes de perfiles próximos de MASW. Por ello, éstas técnicas, que presentan distintas propiedades de alcance en profundidad y de resolución espacial, son dos técnicas que se complementan y que

constituyen una poderosa herramienta para la realización de estudios futuros de microzonación sísmica.

8. AGRADECIMIENTOS

Los autores quisieran manifestar su agradecimiento a los miembros de Protección Civil y de la Policía Local de la ciudad de Almería por el estimable apoyo prestado durante las campañas de medidas. Igualmente, los autores quisieran expresar su sincera gratitud a Francisco Segura Quiles por su ayuda durante las medidas de campo. Esta investigación ha sido financiada por el Ministerio de Ciencia e Innovación a través del proyecto de I+D CGL2011-30187-C02-02.

9. REFERENCIAS

Alcalá-García, F.J., M. Navarro, A. García-Jerez, F. Vidal, I. Matsuda, M. Espinar, J.A. Esquivel (2006). Zonación geológica preliminar de la ciudad de Lorca (Murcia, España). Aplicación a la gestión del riesgo sísmico. 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Febrero 2006, Sevilla, Spain.

Alcalá F.J., Navarro M., García-Jerez, A., Vidal F., Creus C. Enomoto T (2013). Geología de la ciudad de Lorca (Murcia, España). Una base para evaluar el riesgo sísmico. Aranzadi. Sociedad de Ciencias. Monográfico titulado "7AHPGG: Proceeedings". ISBN: 978-84-941323-1-5.

Aldaya, F., and García-Dueñas, J. 1971. Mapa Geológico de España, Almería-Garrucha, 84-85, p. 23, IGME, Madrid.

Alguacil G., Vidal F., Navarro M., García-Jerez A. and Pérez Muelas J. 2013. Characterization of earthquake shaking severity in the town of Lorca during the May 11, 2011 event. Bull. Earthquake Eng., doi: 10.1007/s10518-013-9475-y.

Aki, K. (1957): "Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors". Bull. Erthq. Res. Ins., 35, 415-456.

EC 1998. Eurocode 8. 1998. Design of structures for earthquakes resistance- Parte 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. EN 1998, European Committee for Standardization (CEN).

Gaspar-Escribano J.M., Navarro M., Benito B., García-Jerez A. and Vidal F. 2010. From regional- to local-scale seismic hazard assessment: examples from Southern Spain. *Bull. Earthquake Eng.*, 8, 1547-1567.

Kanli A.I., Tildy P., Prónay Z., Pinar A. and Hermann L. 2006. Vs30 mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey. Geophysical Journal International, 165, 223-235.

Martínez-Pagán P., Navarro M., Pérez-Cuevas J., García-Jerez A., Alcalá F.J., Sandoval-Castaño S. and Alhama I. 2012. Comparative study of SPAC and MASW methods to obtain the Vs30 for seismic site effect evaluation in Lorca town, SE Spain. Near Surface Geosciences 2012 – 18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Paris, France, 3-5 September 2012, P61.

Martínez-Pagán P., Navarro M., Pérez-Cuevas J., García-Jerez A., Alcalá F.J., Sandoval-Castaño S. and Segura Quiles F. 2013. Shear Wave Velocity Structure for Seismic Microzonation of Lorca town (SE Spain) from MASW Analysis. Near Surface Geosciences 2013 – 19th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Bochum, Germany, 9-11 September 2013, Tu P01.

Navarro M., Enomoto T., Sánchez F.J., Matsuda I., Iwatate T., Posadas A.M., Luzón F., Vidal F. and Seo K. 2001. Surface soil effects study using short-period microtremor observations in Almería city, Southern Spain. Pure and Applied Geophysics, 158, 2481-2497.

Navarro M., García-Jerez J.A., Alcalá F.J., Vidal F., Enomoto T., Luzón F. and Creus C. 2008. V_S30 Structure of Lorca town (SE Spain) from Ambient Noise Array Observations. Paper presented at the 31st General Assembly of the European Seismological Commission (ESC 2008), Hersonissos (Crete, Greece), 7-12 September.

Navarro, M., García-Jerez, A., Vidal, F., Azañon, J. M., Feriche, M., Enomoto, T. (2010): "VS30 Structure of Granada town (southern Spain) from the Ambient Noise Array Observations". In 14th European Conference on Earthquake Engineering. Ohrid, Republic of Macedonia. Septiembre de 2010.

Navarro M., García-Jerez A., Alcalá F.J., Vidal F., and Enomoto C. 2013. Local site effect microzonation of Lorca town (Southern Spain). Bulletin of Earthquake Engineering, vol. 4 (4), doi: 10.1007/s10518-013-9491-y.

NEHRP. Building Seismic Safety Council. 2001. National Earthquake Hazards, Reduction Program (NEHRP) Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures, Part 1 – Provisions and Part 2 – Commentary, Reports No. FEMA-368 and FEMA-369, prepared by the Building Seismic Safety Council for the Federal Emergency Management Agency, Washington, D.C.

Okada, H. 2003. The microtremor survey method. Society of Exploration Geophysicists, Geophysical Monograph Series (No. 12), Fitterman, D.V. and Asten, M.W. (Eds.), 135 pp.

Park C.B. 2013. MASW for geotechnical site investigation. The Leading Edge, 32 (6), 656-662.

Park C.B., Miller R.D. and Xia J. 1999a. Detection of near-surface voids using surface waves. *SAGEEP99*, Oakland, California, Expanded Abstracts, 281-286.

Park C.B., Miller R.D., Xia J., Hunter J.A. and Harris J.B. 1999b. Higher mode observation by the MASW method. *Society of Exploration Geophysicists*, *69th Annual Meeting*, Expanded Abstracts, 524-527.

Roma, V. 2010. Seismic geotechnical site characterization by means of MASW and ReMi Methods. FastTIMES, 15 (3), 16-28.

Socco L.V., Boiero D., Comina C., Foti S. and Wisén R. 2008. Seismic characterization of an Alpine site. Near Surface Geophysics, 6 (4), 255-267.

Tokimatsu K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. In: Ishihara (Ed.), Earthquake Geotechnical Engineering. Balkema, Rótterdam, pp. 1333-1368.

Xia J., Miller R.D. and Park C.B. 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics*, 64, 691-700.

Análisis multifractal temporal de la sismicidad en el SE de la Península Ibérica
Temporal multifractal analysis of seismicity in the SE of the Iberian Peninsula

Jesús Henares[(1)], Carlos López Casado[(2)], José Badal[(3)], José Antonio Peláez[(4)]
[(1)] International University of La Rioja, Gran Vía Rey Juan Carlos I, 41, 26002 Logroño (La Rioja), Spain, jesus.henares@unir.net
[(2)] Department of Theoretical Physics and Cosmos, University of Granada, Fuentenueva s/n, 18071 Granada, Spain, clcasado@ugr.es
[(3)] Physics of the Earth, Sciences B, University of Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain, badal@unizar.es
[(4)] Department of Physics, University of Jaén, Campus Las Lagunillas s/n, Bld. A3, 23071 Jaén, Spain, japelaez@ujaen.es

SUMMARY

In the past there have been some destructive earthquakes in the SE of the Iberian Peninsula: 1518 Vera earthquake, 5.1; 1748 Estubeny earthquake, 5.7; 1829 Torrevieja earthquake, 6.3; 1884 Andalucia earthquake, 6.1; 1956 Albolote earthquake, 5.0; 1993 Adra earthquake, 5.0; the 2011 Lorca earthquake, 5.1, has been the last of this series. This makes clear that this area is of great interest for the study of seismic risk and seismotectonics. The most remarkable faults in the region are those of Lorca, Carboneras and Palomares, which stretch in south-southwest direction up to reach the easternmost end of the Alboran Sea and the Rif Mountains. The seismicity of the Ibero-Maghrebian region, like that of the Betic Cordillera, presents typical features of multifractal set. Under this assumption, we present a temporal multifractal analysis of seismicity in the SE of the Iberian Peninsula (3ºW-0.5ºE, 36ºN-39ºN) from a set of shallow earthquakes with focal depth ≤ 30 km and m_{bLg} magnitude ≥ 2.0 that occurred between 1998 and 2013. We have considered sets of 200 earthquakes within successive temporal windows moving forward in time with a step of 10 events each time. In relation to each of these windows we have determined the multifractal spectrum of the earthquake set and the parameter b involved in the Gutenberg-Richter magnitude-frequency relationship, with the purpose of exploring the correlation between the fractals dimensions and the b-value obtained. The results, which are comparable to those obtained in other areas (Greece, Brasil), allow establishing interesting relations and shed some light on the seismicity affecting the study region.

1. INTRODUCCIÓN

El contacto Ibero-Magrebí comprende una zona que va desde las Islas Azores hasta Túnez. En esta región se pueden encontrar algunos terremotos destructivos como el de Lisboa de 1755, Torrevieja 1829, Andalucía 1884, El Asnam 1980 o los de Alhucemas de 1994 y 2004. Al oeste y al este de la Península Ibérica es fácil seguir este contacto a través del Océano Atlántico y el norte de Argelia, respectivamente. Sin embargo, en la zona central (Península Ibérica y norte de Marruecos) queda difuminado. La sismicidad en esta zona es menos energética que en las otras dos y su distribución espacial es más difusa, de manera que no se puede definir el contacto de manera clara (Henares et al., 2003).

El área de estudio se encuentra en el tramo central (3ºW-0.5ºE, 36ºN-39ºN), y es atravesada por fallas de dirección NNE-SSW que desde Alicante se extienden hacia el sur atravesando el Mar de Alborán y Marruecos (Hernández et al., 1987). Recientemente, esta zona ha podido ser bien diferenciada de otras adyacentes dentro del contacto por su geometría multifractal (Henares et al., 2010; López Casado et al., 2013). Es menos heterogénea y en ella se produce una mayor acumulación de esfuerzos en comparación con el tercio central de las Béticas (Henares et al., 2010).

Presentamos aquí un estudio multifractal temporal de los terremotos ocurridos en la región, considerando por un lado la distribución temporal de los mismos y por otro la distribución temporal y la energía liberada. El análisis temporal de la sismicidad puede ayudar a comprender los esfuerzos tectónicos y los agrupamientos de la sismicidad en una región (Main et al., 1990; Teotia and Kumar, 2011). Las dimensiones fractales y sus relaciones con el parámetro *b* permiten caracterizar la sismicidad.

2. DATOS

Para este estudio multifractal temporal hemos utilizado terremotos superficiales con magnitud $m_{bLg} \geq 2.0$ tomados del catálogo del IGN actualizado hasta 2013 (Mezcua y Martínez Solares, 1983). El estudio de completitud (Peláez et al., 2003) ha demostrado que para estas condiciones la sismicidad es completa desde 1994 (figura 1). Los saltos que se aprecian son debidos a las series de Adra (1993-1994) y Albuñol (2000-2001). Para intentar eliminar problemas de frontera a la hora de calcular las dimensiones y el parámetro *b* se han tomado datos desde 1990. En total hemos trabajado con más de 3300 terremotos. Algunos de los más energéticos durante este periodo de tiempo se incluyen en la tabla 1.

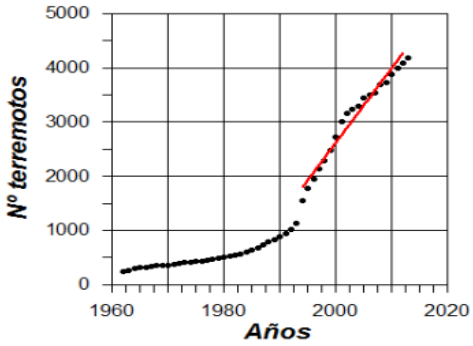


Figura 1 **- Completitud del catálogo para terremotos superficiales con $m_{bLg} \geq 2.0$.** ***(Completeness of the database for shallow earthquakes with $m_{bLg} \geq 2.0$.)***

Tabla 1 **- Alguno de los terremotos más energético de la región de estudio** ***(Some of the most energetic earthquakes in the study area)***

Max. in Fig. 4	Date	Location	m_{bLg}	T	T+E
1	23/12/1993	Berja (Almería)	5.0	X	X
1	04/01/1994	Mar de Alborán	4.9	X	
2	02/09/1996	Águilas (Murcia)	4.5	X	X
2	02/07/1997	Mar de Alborán	4.4	X	X
3	02/02/1999	Mula (Murcia)	4.7	X	X
4	04/02/2002	Gérgal (Almería)	4.7	X	X
4	06/08/2002	Bullas (Murcia)	5.0		X
5	29/01/2005	Aledo (Murcia)	4.8		
6	11/05/2011	Lorca (Murcia)	4.6		X
6	11/05/2011	Lorca (Murcia)	5.1		X

3. MÉTODO E IMPLEMENTACIÓN

El cálculo de los espectros multifractales se ha hecho aplicando el método de las cajas de tamaño fijo (Martínez López et al., 2001).

El estudio se ha realizado en el eje temporal y para ello se ha tomado una ventana de 200 terremotos, que se ha desplazado con un paso de 10 terremotos. Esto ha permitido obtener 316 ventanas y para cada una de ellas se ha calculado el espectro multifractal considerando por un lado solo la distribución temporal de los terremotos y por otro, además, la energía por ellos liberada. Para representar estos valores en función del tiempo se ha tomado el valor medio entre el primero y el último de los terremotos considerados dentro de cada ventana. El parámetro *b* se calculó con el método de Utsu (Utsu, 1965).

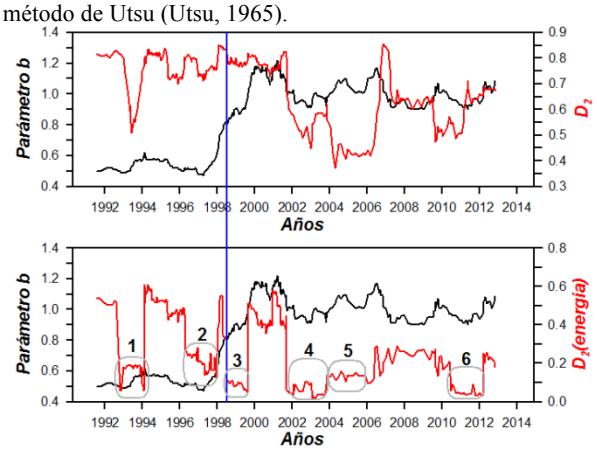


Figura 2* - Variación temporal del parámetro *b* y D_2. La línea azul señala el inicio de las ventanas temporales con datos desde 1998 en adelante.** ***(Temporal variation of the parameters b and D_2. The blue line marks the beginning of the time window for data from 1998 onwards.)

4. RESULTADOS

En las figuras 2, 3 y 4 se representa la variación temporal del parámetro *b*, D_2, D_1/D_0 y $D_{-\infty}$-$D_{+\infty}$. El parámetro *b* presenta inicialmente valores más bajos, que comienzan a aumentar cuando en los cálculos se incluyen los terremotos ocurridos desde 1998 en adelante. Aunque según el estudio de completitud ésta aparece a partir del año 1994, es desde 1998 cuando el número de terremotos menos energéticos es mayor que el número de los más energéticos. Por ello los ajustes entre variables se realizan más tarde con ventanas que incluyen datos desde 1998 en adelante.

La dimensión de correlación (D_2) indica el modo en el cual se agrupan los terremotos, mientras que $D_{-\infty}$-$D_{+\infty}$ refleja la diferencia entre las dimensiones fractales mayor y menor que componen el espectro, es decir, la heterogeneidad del conjunto de terremotos multifractal (Martínez López et al. 2001). La relación D_1/D_0 representa la dispersión de la medida relativa a la geometría del conjunto multifractal: un valor cercano a la unidad implica una distribución uniforme de la medida sobre el conjunto (Caniego et al., 2003). Estas tres variables permiten caracterizar la distribución geométrica (espacial o temporal) del conjunto analizado.

D_2 y D_1/D_0 se comportan de modo similar con ambos tipos de datos: distribución temporal y distribución temporal más energía (figuras 2 y 3). En ambos casos se pueden definir 6 mínimos que se corresponden con los terremotos más energéticos (tabla 1). En el caso del salto del espectro multifractal (figura 4) se definen hasta 6 máximos. Entre los máximos (mínimos) 5 y 6 hay también una zona menos marcada de máximo (mínimo) que se puede asociar a tres terremotos de magnitud 4.4 ocurridos entre 2008 y 2010. Los máximos (mínimos) que se pueden definir son más evidentes cuando se trabaja con la distribución temporal y la energía de los terremotos. Si se trabaja solo con la distribución temporal los máximos (mínimos) son menos extensos en el tiempo (figuras 3 y 4). Como se ha comentado los máximos de la diferencia $D_{-\infty}$-$D_{+\infty}$ están asociados a la aparición de un terremoto más energético, además previamente a un máximo se produce una disminución de los valores, esto puede ocurrir en ventanas temporales anteriores a la aparición del terremoto y en la que este se puede encontrar por primera vez, mientras que en las siguientes se produce un aumento (máximo) de los valores de la diferencia (Teotia and Kurman, 2011). Cuando se trabaja solo con el tiempo este comportamiento se puede observar en relación con los 6 primeros terremotos incluidos en la tabla 1 (columna T); pero si se trabaja con el tiempo y la energía esto ocurre para los 8 terremotos señalados en la tabla 1 (columna T+E). Los resultados obtenidos no son tan claros como los de estos autores, posiblemente debido a que estamos trabajando con una sismicidad menos energética y a que en la región de estudio se están considerando diferentes fases de acumulación y relajación de esfuerzos que ocurren en zonas claramente diferenciadas pero que pueden coincidir en el tiempo.

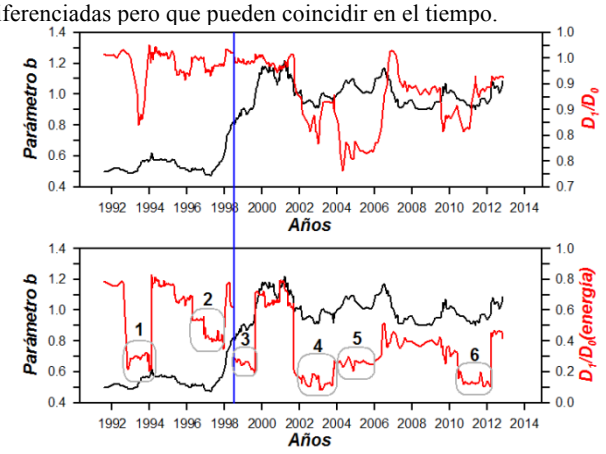


Figura 3* - Variación temporal del parámetro *b* y de la relación D_1/D_0. La línea azul señala el inicio de las ventanas temporales con datos desde 1998 en adelante.** ***(Temporal variation of the parameter b and the ratio D_1/D_0. The blue line marks the beginning of the time window for data from 1998 onwards.)

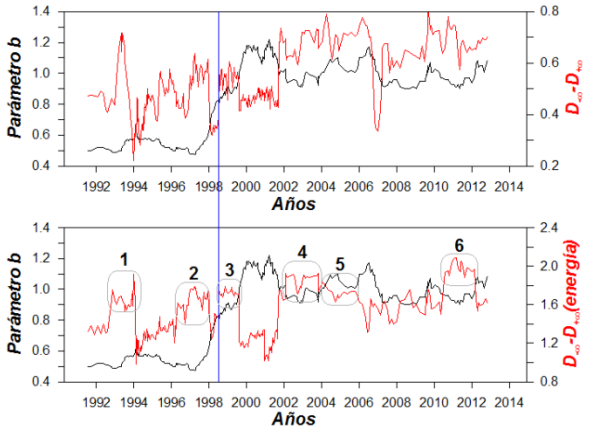


Figura 4* - Variación temporal del parámetro *b* y del salto del espectro multifractal $D_{-\infty}$-$D_{+\infty}$. La línea azul señala el inicio de las ventanas temporales con datos desde 1998 en adelante.** ***(Temporal variation of the parameter b and the spectral slope $D_{-\infty}$-$D_{+\infty}$. The blue line marks the beginning of the time window for data from 1998 onwards.)

En la figura 5 se han correlacionado dimensiones fractales con el parámetro *b* para datos a partir de 1998. Los mejores ajustes se consiguen cuando se trabaja con el salto $D_{-\infty}$-$D_{+\infty}$ y más concretamente con la energía. Xu and Burton (1999) sugirieron la posibilidad de que la relación entre el parámetro *b* y la dimensión D_2 dependiese de la escala de magnitud con la que se trabaja. Sus observaciones surgen del hecho de que el valor *b* varía dependiendo de si trabajamos en una región con terremotos grandes o en una región con terremotos pequeños. Así, en el primer caso se han encontrado ajustes negativos en Turquía (Öncel et al., 1996) y en el segundo ajustes positivos en Brasil (Henderson et al., 1994) y Grecia (Xu and Burton, 1999). En la región de estudio nos encontramos en esta segunda situación (figura 5). Si se considera la relación entre *b* y $D_{-\infty}$-$D_{+\infty}$, que es bastante nítida, puede verse que la tendencia es negativa.

Según Caniego et al. (2003), D_1/D_0 permite caracterizar la heterogeneidad del conjunto, lo cual justificaría la relación lineal que existe con el salto del espectro multifractal (figura 5). También aparece una relación lineal entre el parámetro *b* y el salto del espectro multifractal $D_{-\infty}$-$D_{+\infty}$.

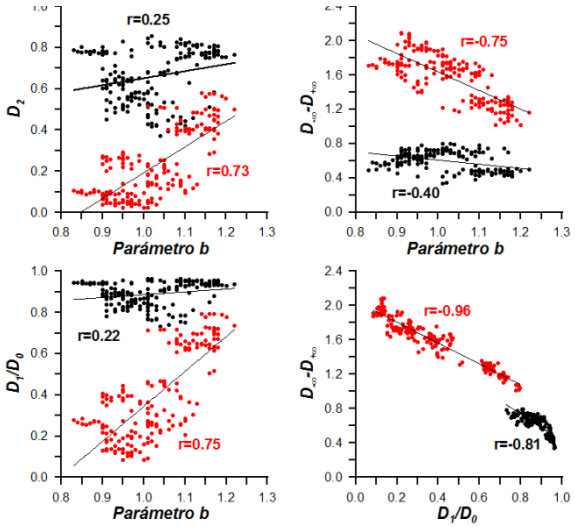


Figura 5* - Ajustes realizados entre el parámetro *b* y las dimensiones fractales calculados con terremotos ocurridos desde 1998 (*r* es el coeficiente de correlación). Los puntos rojos representan los valores obtenidos utilizando la energía. *(Adjustments between the parameter b and the fractal dimensions calculated with earthquake data from 1998 onwards (r is correlation coefficient). The red points represent those values obtained using the energy.)

5. CONCLUSIONES

La sismicidad del SE de la Península Ibérica muestra un comportamiento multifractal que aquí hemos analizado según el eje del tiempo. Los resultados son más claros cuando se considera la energía además de la distribución temporal de los terremotos.

El salto del espectro multifractal ($D_{-\infty}$-$D_{+\infty}$) permite caracterizar la sismicidad de la región y discernir etapas menos energéticas de otras más energéticas. En este sentido, dicho salto se revela como una herramienta útil para detectar la posible ocurrencia de terremotos más energéticos como el de Lorca de 2011. Coincidiendo con estos terremotos se ha podido observar una disminución local de los valores del salto espectral.

El ajuste entre el parámetro *b* y la dimensión de correlación (D_2) presenta una tendencia positiva, similar a la observada en otras regiones donde la sismicidad, al igual que aquí, es poco energética. En el caso del salto del espectro multifractal ($D_{-\infty}$-$D_{+\infty}$) los ajustes son mejores y la tendencia es negativa.

6. AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo son miembros del grupo de investigación RNM370 de la Junta de Andalucía y han contado con ayuda proporcionada por el proyecto de investigación GGI3002IDIN patrocinado por la Junta de Andalucía.

7. REFERENCIAS

Caniego, F.J., M.A. Martín and F. San José (2003): "Rényi dimensions of soil pore size distribution".*Geoderma*, **112**, 205-216.

Henares, J., C. López Casado, C. Sanz de Galdeano, J. Delgado and J.A. Peláez (2003): "Stress fields in the Ibero-Maghrebian region". *J. Seismol.*, **7(1)**, 65-78.

Henares, J., C. López Casado, J. Badal and J.A. Peláez. (2010): "Seismicity pattern of the Betic Cordillera (southern Spain) derived from the fractal properties of earthquakes and faults". *Earthq. Sci.*, **23**, 309-323.

Henderson, J.R., I.G. Main, R.G. Pearce and M. Takaya (1994): "Seismicity in north-eastern Brazil. Fractal clustering and the evolution of the b value". *Geophys. J. Int.*, **116**, 217-226.

Hernández, J., F.D. Larouzière, J. Bolze and P. Bordet (1987): "The Neogene magmatism of the Betic–Rif complex and the slipping corridor of Alboran". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **3(2)**, 257–267 (in French).

López-Casado, C., J. Henares, J. Badal and J.A. Peláez (2013): "Multifractal images of the seismicity in the Ibero-Maghrebian region (westernmost boundary between the Eurasian and African plates)". *Tectonophysics*, http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.013.

Main, I.G., P.G. Meredith, P.R. Sammonds and C. Jones (1990): "Influence of fractal flaw distributions of rock deformation, in the brittle field", in Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, edited by R.J. Knipe and E.H. Rutter. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **54**, 81-96.

Martínez López, F., M.A. Cabrerizo Vilchez and R. Hidalgo Álvarez (2001): "Multifractal behaviour of the estimated natural measure for colloidal cluster-cluster aggregation in 2-D". *Physica A*, **291**, 1-12.

Mezcua, J. y J.M. Martínez Solares (1983): "Sismicidad del área Ibero-Mogrebi". Publicación 203, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

Öncel, A.O., I. Main, Ö. Alptekin and P. Cowie (1996): "Temporal Variations in the fractal properties of seismicity in the north Anatolian fault zone between 31º E and 41º E". *Pure Appl. Geophys.*, **147**, 147-159.

Peláez, J.A., M. Hamdache and C. López Casado (2003): "Seismic hazard in Northern Algeria using spatially smoothed seismicity. Results for peak ground acceleration". *Tectonophysics*, **372**, 105-119.

Teotia S.S. and D. Kumar (2011): "Role of multifractal analysis in understanding the preparation zone for large size earthquake in the North-Western Himalaya region". *Nonlin. Processes Geophys.*, **18**, 111-118.

Utsu, T. (1965): "A method for determining the value *b* in a formula log N = a – bM showing the magnitude-frequency relation for earthquakes". *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, **13**, 99-103 (in Japanesse).

Xu, Y. and P.W. Burton (1999): "Spatial fractal evolutions and hierarchies for microearthquakes in central Greece". *Pure Appl. Geophys.*, **154**, 73-99.

Geophysical models at the Andarax River Valley (SE Spain) from ambient seismic noise and microgravimetry

Antonio García-Jerez [(1)], Abigail Jiménez [(2)], Antonio J. González-Camacho [(3)], Enrique Carmona [(1,4)], Juan Prieto [(5)] y Francisco Luzón [(1,4)]

[(1)]Andalusian Institute of Geophysics, University of Granada, Spain, agjerez@ugr.es
[(2)]School of Environmental Sciences, University of Ulster, Northern Ireland.
[(3)] GeoSciences Institute, CSIC-UCM, Madrid, Spain.
[(4)]Department of Chemistry and Physics, University of Almería, Spain.
[(5)]Politechnique University of Madrid, Spain.

SUMMARY

The Low Andarax River valley is located in an active seismic region, with the higher seismic hazard values in Spain, where shallow seismic series occur frequently. The landform is mainly composed of sedimentary materials which increase its seismic hazard due to the amplification of the inputs and spectral resonances. We study the elastodynamic structure of the Low Andarax River by means of the analysis ambient noise and microgravimetry. In a first step, we consider that the seismic noise has diffuse wavefield properties and obtain 2D V_S-models at six profiles perpendicular to the Andarax River bed. The length of the profiles ranged from 2 up to 3 km, with interstation distances of 500 m. For each profile, we compute the coherence function among the seismic noise recorded at every possible pair of stations. This function can be seen as the cross-correlation of a diffuse field in the frequency domain and conveniently normalized. A set of contiguous 1D V_S-velocity model are inverted from the coherences and represented as 2D cross-sections. In a second step, we obtain 1D soil models at selected points combining the SPAC treatment of the vertical records, sensitive to Rayleigh wave velocity, together with a recently developed array method for computation of phase velocities of Love waves, with provide additional constraints to the models. In a third step, a 3D densities model is obtained from a gravimetric method. Some advantages of this method are the simultaneous adjustment of a (linear) regional gravity trend, the possibility of including simultaneously positive and negative anomalous structures in the model, and the unified inversion approach for isolated bodies. Finally, we observe that the models found from this work were consistent with the known geotechnical information obtained from boreholes drilled along the valley. We identify the geometry and some elastodynamic properties of the Triassic basement (limestone-dolomite materials, phyllites and quartzites), and the Miocene and Pliocene detrital deposits and sedimentary rocks (marls, sandy silts, sands and conglomerates) that fill the valley.

1. INTRODUCTION

In this work, we want to improve our knowledge of the elastodynamic properties of the Low Andarax Valley (LAV, Fig. 1B), located in Almería province (SE Spain). This site is placed in an active seismic region, with the higher seismic hazard values in Spain, where shallow seismic series occur frequently (in fact the valley is rounded by very near active faults systems). Important cities such as Almeria town are growing on the soft deposits of valley. This place is composed mainly of sedimentary materials, increasing its seismic hazard due to amplification of the seismic inputs and spectral resonances. We want to improve our knowledge of the elastodynamic properties of the ground in this area to allow better assessments of the seismic hazard, and to contribute to the understanding of the geomorphology and evolution of the Andarax Valley and of its hydrogeological resources.

The LAV is enclosed by the Sierra Alhamilla Mountains, which presents metapelitic outcrops, and by Sierra de Gádor, a limestone-dolomite massif formation. The depression is filled by Miocene and Pliocene sediments (marls, sandy silts, sands and conglomerates). Limestone-dolomite materials together with a formation of phyllites and quartzites form the basement of the depression. (Fig. 1A).

In this work, we combine results obtained from three different techniques of passive geophysical exploration: i) seismic exploration based on vertical-component ambient-noise records in linear arrays, ii) advanced ambient noise methods at small-aperture three-component arrays, and iii) inversion of microgravimetric anomalies. In the first case, we were able to obtain six profiles perpendicular to the Andarax River bed in terms of S wave velocities by inversion of the coherence functions between pairs of stations. The small aperture arrays allowed us to reach better resolution of the shallow layers, getting better constrained models thanks to a joint treatment of Rayleigh and Love waves (SCA-SPAC). Finally, the gravimetric method provided us with a detailed 3D density model of the basin.

2. METODOLOGY

Six linear profiles, perpendicular to the Andarax River bed were obtained by treatment of vertical records of ambient noise at linear arrays under the assumption of diffuse wavefields. This passive method does not depend on earthquake occurrence, being applicable at any time and any location. It has been demonstrated (see *e.g.* Sánchez-Sesma and Campillo, 2006; Sánchez-Sesma et al., 2006, 2008; Pérez-Ruiz et al., 2008) that if a diffuse harmonic displacement vector field $u_i(\mathbf{x},\omega)$ is established within an elastic medium, the average cross-correlation of such motions at two points $\mathbf{x}$ and $\mathbf{y}$ is proportional to the imaginary part of the elastodynamic Green's function between both locations, that is

$$\left\langle u_i(\mathbf{x},\omega) u_j{}^*(\mathbf{y},\omega)\right\rangle = -K\,\mathrm{Im}\left[G_{ij}(\mathbf{x},\mathbf{y},\omega)\right], \qquad (1)$$

where ω is the circular frequency, and K a positive constant. Assuming dominance of the fundamental mode of Rayleigh waves in the Green's function, it is possible to show (see *e.g.* Luzón et al., 2011) that the coherence function between vertical motions at two surface locations $\mathbf{x}$ and $\mathbf{y}$ is

$$\frac{\left\langle u_i(\mathbf{x},\omega) u_j{}^*(\mathbf{y},\omega)\right\rangle}{\sqrt{\left\langle \left|u_i(\mathbf{x},\omega)\right|^2\right\rangle\left\langle \left|u_i(\mathbf{y},\omega)\right|^2\right\rangle}} = J_0\left(\frac{\omega r}{c_R(\omega)}\right), \qquad (2)$$

where r is the interstation distance, $c_R(\omega)$ is the phase velocity of Rayleigh waves at the site, and $J_n(\bullet)$ is the Bessel function of first kind and order n. Theoretically, the numerator of the left hand side of Eq. (2) should be real for isotropic homogenous wavefields. It

means that the time-domain cross-correlograms $F(t)$ will be symmetric. However, for real seismic noise wavefields, the cross-correlograms are not perfectly symmetric so that they are usually symmetrized as $F_s(t) = (F(t)+ F(-t))/2$. In frequency domain, that simetrization implies taking the real part of $\langle u_i(\mathbf{x},\omega)u_j{}^*(\mathbf{y},\omega)\rangle$:

$$\frac{\mathrm{Re}\left[\langle u_i(\mathbf{x},\omega)u_j{}^*(\mathbf{y},\omega)\rangle\right]}{\sqrt{\langle|u_i(\mathbf{x},\omega)|^2\rangle\langle|u_i(\mathbf{y},\omega)|^2\rangle}} = J_0\left(\frac{\omega r}{c_R(\omega)}\right). \quad (3)$$

This formula is essentially equivalent to those derived by Aki (1957) in his pioneering work, even though his SPAC method has been traditionally applied to "circular" arrays, evaluating the left hand side of (3) between the central and each peripheral station and subsequently averaging over the different pairs (i.e. the different azimuths).

Equation (3) can be immediately used to calculate *Rayleigh* wave velocities between the stations for different frequencies (dispersion curves). In general cases, the apparent (mean) velocities or the set of travel times for the whole set of available pairs of stations are inverted to obtain a tomographic image of the subsoil. This method has been extensively used for imaging the crust and the upper mantle at regional and global scales across much of the globe in terms of group or phase Rayleigh wave velocities. Since surface waves of different periods are sensitive to shear wave velocities at different depths, strong constraints on the S-wave structures can be stated from the dispersion curves. In this work, we employed several linear arrays with interstation distances of about 500m and assume that the Green's functions among them involve propagation of Rayleigh waves along the 2D profile. S-wave velocity models have been prospected between each couple of contiguous stations from these hypotheses.

For more detailed exploration of the shallow deposits at some specific points (Array sites in Fig. 1B), we made use of small-aperture three-component "circular" arrays. The vertical components were analysed by using the original SPAC method (including azimuthal averaging of coherences for pairs of stations with common r). That technique was complemented with Single Circular Array (SCA) surveys (García-Jerez et al., 2008, 2010) which are sensitive to Love wave dispersion curves $c_L(\omega)$ and rely on the expression:

$$\frac{\left\langle \mathrm{Im}\left[\left(T_{-1}Z_{+1}+T_{+1}Z_{-1}\right)\left(R_{-1}Z_{+1}-R_{+1}Z_{-1}\right)^*\right]\right\rangle}{\left\langle\left|R_{-1}Z_{+1}-R_{+1}Z_{-1}\right|^2\right\rangle} = \frac{J_0[k_L r]-J_2[k_L r]}{J_0[k_L r]+J_2[k_L r]}. \quad (4)$$

Quantities Z_m T_m, and R_m in (4) stand for azimuthally-averaged vertical, tangential, and radial weighted projections of motion:

$$X_m(r,\omega) = \int_{-\pi}^{\pi} e^{-im\theta} X(r,\theta,\omega)d\theta \text{ , X=Z, T ,R} \quad (5)$$

with θ representing the azimuth of the station. $k_L(\omega) = \omega / c_L(\omega)$ is the Love wavenumber for a single (dominant) mode. Note that $X_m(r,\omega)$ is the m-th Fourier-series component of X as a function of θ. In practice, pentagonal arrays were used, so that azimuthal integrals are approximated by averaging over five directions in both SPAC and SCA methods. A central station is not required for application of the SCA technique.

The objective of the microgravimetric surveys is to obtain useful results concerning the configuration of abnormal masses in the subsoil of the study area. For this purpose, we apply an original, and previously published and tested methodology (Camacho et al., 2000, 2002, 2007, 2011a, Gottsmann et al., 2008). The method is operationally based on a process of "growth" of the abnormal model and a systematic or random exploration of the model space, in the sense of Tarantola (1988), from a few pre-set density contrasts. The main features of the method are: (1) fully three-dimensional context; (2) utilization of data in the observed positions, without need to interpolate a grid; (3) not required initial model (although it may be optionally used); (4) the method simultaneously fits a linear regional trend for the data; (5) both positive and negative mass anomalies are used simultaneously; (6) irregular shaped structures, composed of an arbitrary number of individual bodies can be adjusted; (7) it is possible to incorporate assumptions about continuous increase in density with depth; (8) from the latest version (Camacho et al., 2011a) it is possible to fit structures composed by sub-horizontal strata and sedimentary basin type structures; and (9) the fitting process is almost automatic, with little dependence on the operator's experience. The inversion process determines the structure model of anomalous masses for the subsoil by 3D aggregation of a large number of parallelepiped-shaped cells that will be "filled" with the assumed anomalous density (positive or negative) through a process of step-by-step 'growth' of anomalous bodies. The problem of the non-uniqueness of solution, inherent to the inversion of potential fields, is fixed through the inclusion of additional terms of smoothing or minimization of the total anomalous mass involved. In this way, the fitted solution corresponds to a mixed condition formed by the minimization of the L2 norm - the residues- and the minimization of the size (total anomalous mass) of the model, including a parameter that governs the relative ratio between both minimizations. The adjustment of sub-horizontal discontinuity surfaces and of basin-shaped structures is achieved through the inclusion of an additional parameter that ponders the cells according to their proximity to the surfaces of discontinuity, favouring models that link the anomalous masses in the vicinity of these surfaces.

The inversion algorithm is implemented in the software package "GROWTH", which is published and made available by Camacho et al. (2002, 2011b). This package allows a general user to carry out the inversion process and to obtain several types of graphics. Camacho et al. (2000, 2002, 2011a, 2011b) and Gottsmann et al. (2008) presented some examples of simulations which give an idea of the applicability of this methodology.

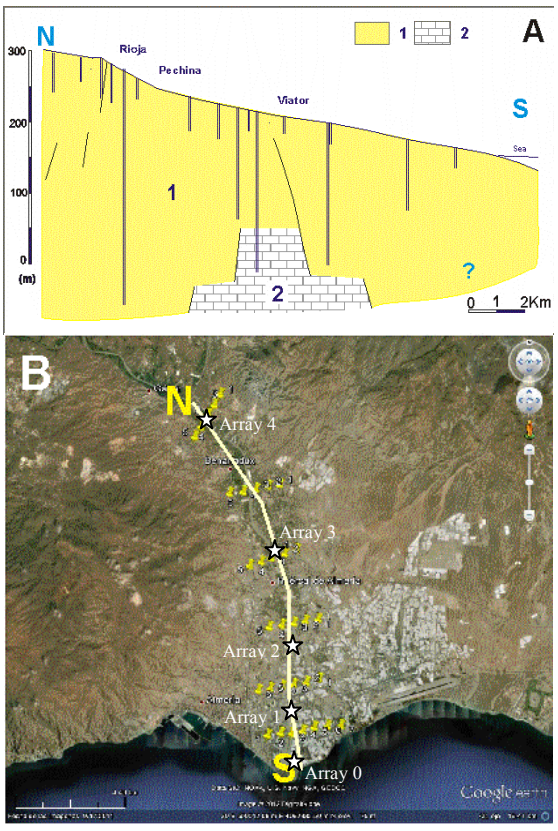


***Figure 1*- (A) Geological North-South section of the LAV and situation of some boreholes. Legend 1: Marls, sandy silts, sands and conglomerates. 2: Limestones and dolomites. (B) Location of the geological cross-section, the array sites, and the linear profiles from 0 (South) to 5 (North).**

3. RESULTS OF THE AMBIENT NOISE SURVEYS

Once corrected of baseline and trend and after applying a two-pole butterworth- band-pass filter between 0.1 and 5 Hz and a time-normalization method (Bensen et al., 2007), the ambient noise coherences (left hand side of Eq. 3) were computed for each pair of stations by using Fast Fourier Transform. A set of 60s time windows were used for staking, whereas the total recording time ranged from 3 to 6 hours for each profile.The inversion of S-wave velocity models was carried out by using a Genetic Algortihm (Jiménez et al., 2005).

The Vs-velocity models retrieved along the cross sections are shown in Fig. 2. Only those layers considered to be well resolved (by assuming a rough λ/3 penetration depth for Rayleigh waves) are presented. In these experiments, we were not able to resolve the upper part of the structure (left blank) due to the low quality of the data at high frequencies.

For profiles 0, 1, 2 and 5, a shallow soft layer with S wave velocity around 1 km/s has been prospected down to 500-700 m, overlying materials with significantly higher velocities. This first layer should comprise several saturated and non-saturated strata of sand and gravels and an underlying thick layer of Miocene marls (Sánchez-Martos, 2001; IGME-IRYDA, 1977). We could not get a large enough number of reasonably fitted coherences to guarantee the reliability of profile 4 (not shown). Our results at profile 3, which crosses the LAV 1 km upstream from Viator village, show a thickness of only 200-250 m for this soft layer. By comparison with a geological cross-section (see Figure 1A), we observe that this depth approximately matches the hard rock basement composed of limestone and dolomites that was reached by nearby boreholes (Sánchez-Martos, 2001). The velocities of such materials are of about 2 km/s. For profile 0, the one located at the lower part of the valley, the velocity of the upper layer is lower than for profiles 4 and 5, situated at the upper part of the Andarax Valley.

The circular-array surveys consisted of several experiments at each array site (Fig 1B) with different apertures. Most of the arrays were pentagonal, with maximum radii of 320m for Array 0, 200m for Array 1, 100m for Arrays 2 and 3 and 50m for Array 4. The SPAC and SCA analysis followed the same adjustments used for the linear arrays, except for employing slightly shorter time windows (50s), the required azimuthal (SPAC) or weighed azimuthal averaging (SCA) of equidistant pairs, and no time normalization of records. A small number of well differentiated layers and suitable ranges for their elastic parameters were previously identified from the available geological data and used for generation of acceptable test models.

The resulting Vs velocity models are shown in Fig. 3. The irregular shape of the coherences at Array 2 (not shown) might reflect that the ground structure beneath or surrounding that point is far from a horizontally layered medium so that the resulting 1D model reflects some kind of horizontal averaging. The great variability of the H/V ratios and fundamental frequencies along the array (Luzón et al., 2012) supports the existence of irregularities which compromised the applicability of the method. Records at Array 4 show poor coherence for frequencies below 4.3Hz, thus, only a shallow model was prospected in that case, so that the depth of the stiff basement could not be estimated with this method.

4. RESULTS OF THE MICROGRAVITY SURVEY

The acquisition of microgravimetric data was carried out during two different periods. The first survey took place between 6 and 14 July 2012 whereas the second dataset was measured from 13 to 17 May 2013. A total of 383 microgravimetric observations were performed with a CG-5 gravimeter Scintrex. The positions of the measuring points were taken with a TOPCON geodetic GPS with accuracy of ± 5 cm. Several processes have been used for reduction of the observations: (1) calculation of gravimetric tide corrections (ranging between -79 and +110 μGal); (2) fitting of instrumental drifts (778 ± 14 μGal); (3) estimation of unique relative gravity values (estimated accuracy of ± 37 μGal); (4) determination of gravimetric corrections by topographic effects, calculated from the DTM and the positions of the stations (from 269 to 573 μGal for 1gr/cm3 density); (5) calculation of the refined Bouguer anomalies (with topographic correction) considering an average density of 2.25 gr/cm^3. Finally, the modelled local anomalies are shown in Fig. 4.

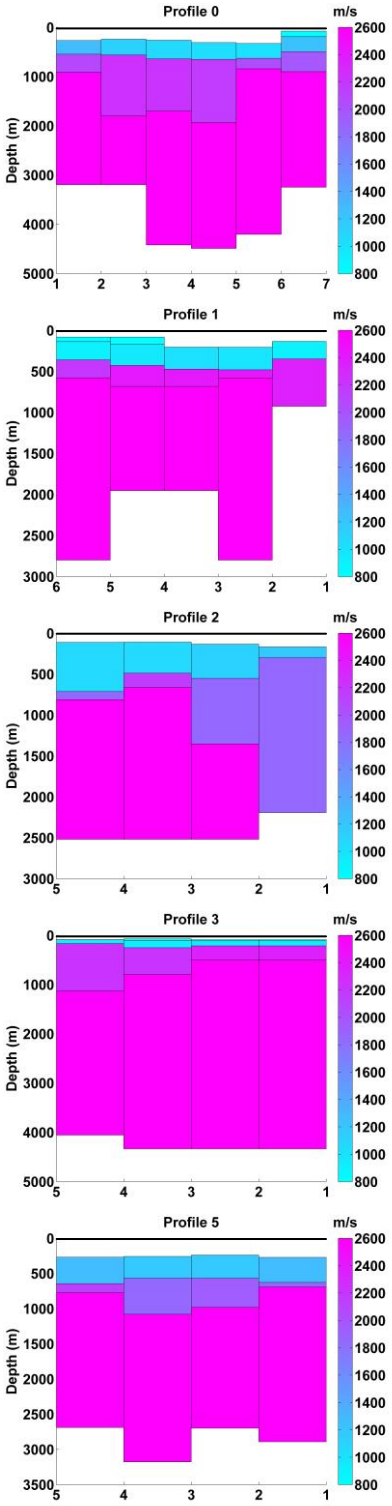


Figure 2- **Cross-sections for profiles from 0 (South) to 5 (North). Profile 4 (not shown) presented an insufficient number of good quality coherence functions. Left and right limits correspond to the western and eastern borders, respectively. The colorbar represents S wave velocities in m/s.**

The quality of the fitness of the model can be assessed from the standard deviation of the final residuals, which was 90 μGal (Fig. 5). These residuals, essentially uncorrelated, may be due to very local anomalies or slight imperfections in the topographic

correction as well as in the altimetric or gravimetric observations. Horizontal sections of the resulting density models at 200, 400, 600, 800, 1000 and 1200m depth are shown in Fig. 6.

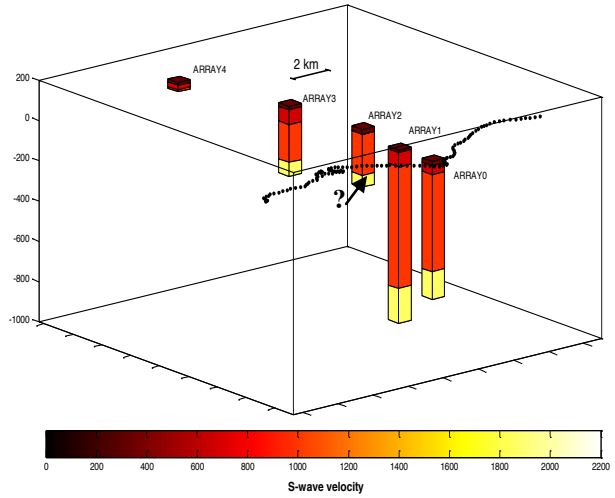


Figure 3 **– Inverted S-wave velocity models at Array sites.**

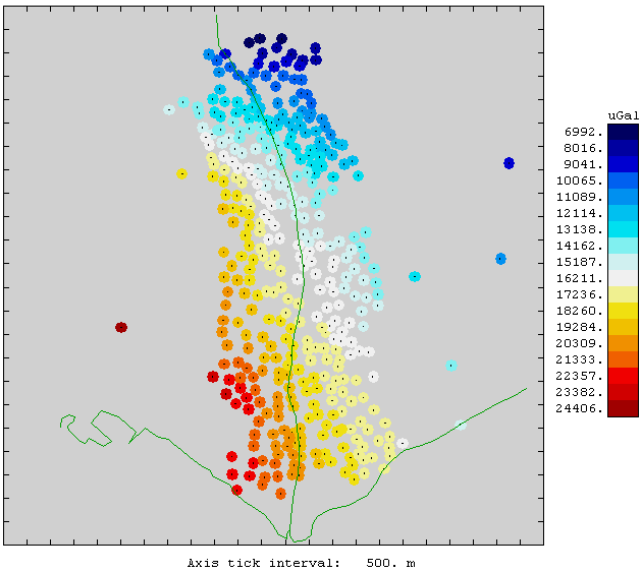


Figure 4 **- Modelled local gravity anomaly at LAV.**

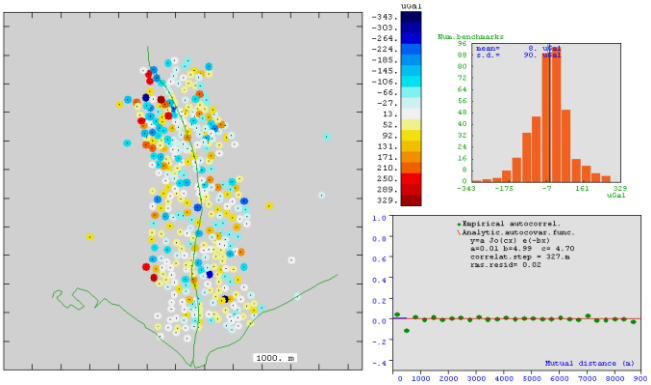


Figure 5 **– Inversion residuals, statistical representation, and empirical autocorrelation of the residuals vs. distance.**

5. CONCLUSIONS

We have used ambient seismic noise recorded along five profiles perpendicular to Andarax River to invert the S-wave structure along them. For that purpose, the correlations between vertical records at each pair of stations were interpreted in terms of the imaginary part of the interstation Green's function. Five small-aperture pentagonal arrays deployed the near the riverbed provided additional data about the shallow layering. The joint inversion of Rayleigh and Love wave velocities constrains better the resulting models and potentially mitigates the trade-off between P and S-wave velocities in the inverted structure (García-Jerez, 2010).

The linear profiles (Fig. 2) show a soft layer with V_S around 1 km/s or less, overlying materials with significantly higher velocities ("the basement" in this paper). This first layer should comprise several saturated and non-saturated strata of sand and gravels and an underlying thick layer of Miocene marls. Interpreting the models inverted at the southern arrays 0 and 1 (Fig. 3) on the basis of nearby boreholes, we identify a shallow layer (14-25m thick) of Holocene alluvial deposits (Vs~330m/s). A second layer with Vs~670m/s and maximum thickness about 75m is interpreted to be composed of Pleistocene sediments, from Plioquaternary conglomerates, sand and silts to middle Pliocene yellow marls and silts. The third layer, which should correspond to Miocene marls with estimated average Vs of 990m/s has been prospected down to 500-700 m. The stiffer Triassic basement with Vs~1900m/s is identified beneath the Miocene marls. Note that the basement has not been reached by the available mechanical surveys in this southern area.

The linear profiles (Fig. 2, 3rd columns) and the models from Arrays 1 and 3 show a significant subsidence of the basement going downstream from Profile 3, along the river bed. This result agrees with the boreholes data and with the gravimetric survey, which show a limestone-dolomitic mass at ~200 m depth and a high-density anomaly. Some sections of that area are shown in Fig. 7. The gravimetric sections in the top 600m (Fig. 6) show a NW-SE direction for this anomaly. Moreover, the lower velocities of the basement at the western half of Profile 3 may be related with a low density zone between 600 and 1000 m depth.

The overall picture of the density model consists of a high-density mass dipping towards the ENE. This feature can be related with the presence of dense limestones and dolomites of Sierra de Gador in the western part of the valley. The shape of this positive anomaly to the NW (north of Profile 3) is not well resolved due to insufficient coverage, even though the model points to the existence of important low-density structures in this area.

The basement depth of ~550m estimated at Array 0, being the original test-site for the SCA method (García-Jerez, 2010), matches very well the results of the micro-gravimetric survey, which shows high densities in that area beneath some interface comprised between 400 and 600m. The unexpected increase in sediment thickness upstream from Arrays 0 to 1 also agrees with the dipping direction of the main high-density anomaly.

Even though these results and interpretations should be still regarded as preliminary, we observe an overall compatibility or agreement and between seismic, gravimetric and borehole data. It is clear that the joint interpretation of this variety of surveys allow us to get a deeper understanding of the geometry and properties of the Low Andarax Valley.

6. ACKNOWLEDGMENTS

We thank S. Limonchi, A. Sánchez, C. Aranda and V. Salinas for their help in the field campaigns. This work was partially supported by the MICINN research project CGL2010-16250, Spain, by the EU with FEDER and by the research team RNM-194 of Junta de Andalucía, Spain. The work done by A. G.-J. was supported by a Juan de la Cierva grant from the Spanish Government.

7. REFERENCES

Aki, K. (1957): "Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors". *Bull. earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **25**, 415–457.

Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro and Y. Yang (2007): "Processing seismic

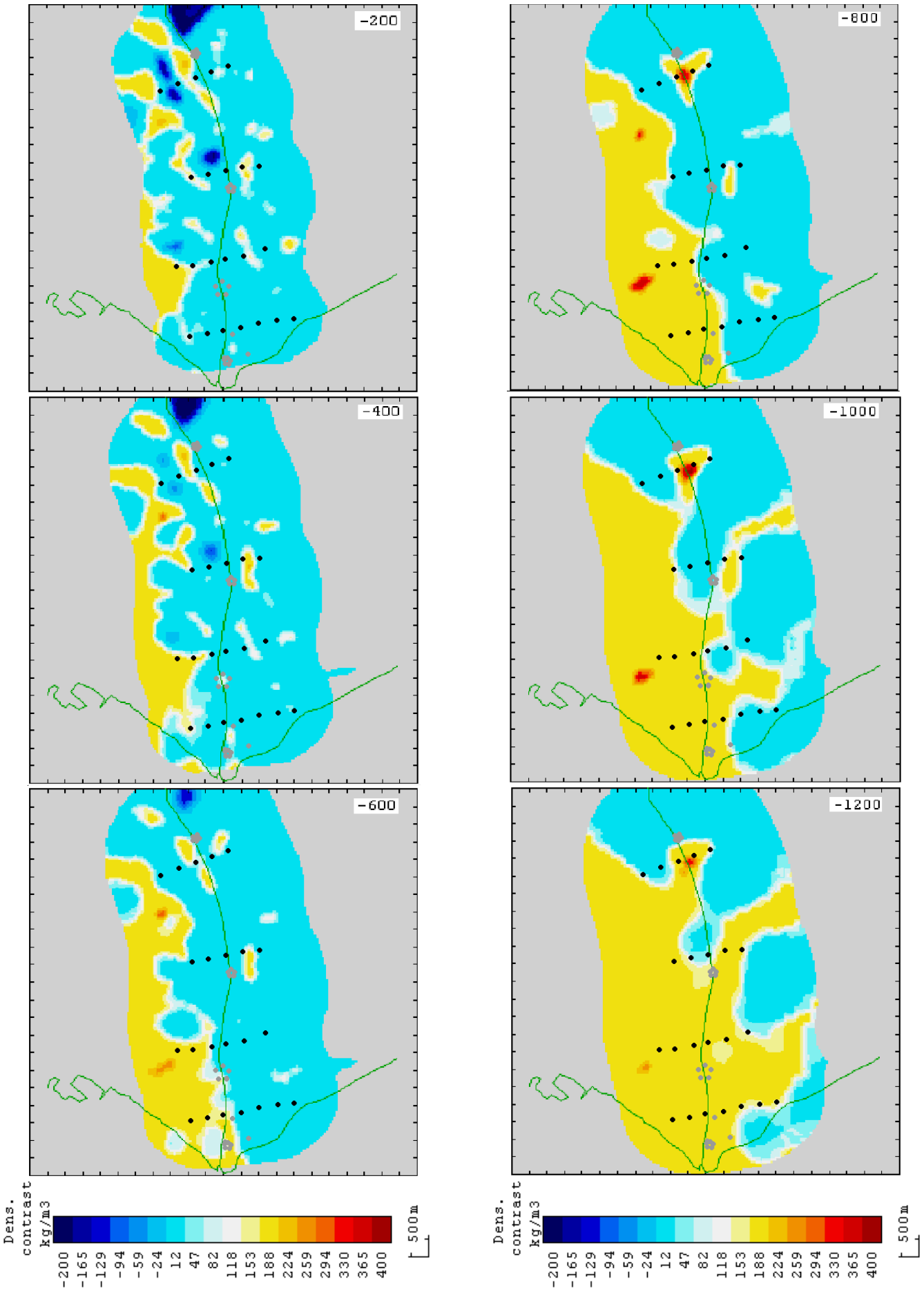


Figure 6 – **Horizontal sections of the density model for several depths. Grey and black dots represent the positions of the seismic arrays (maximum aperture) and of the seismic profiles, respectively.**

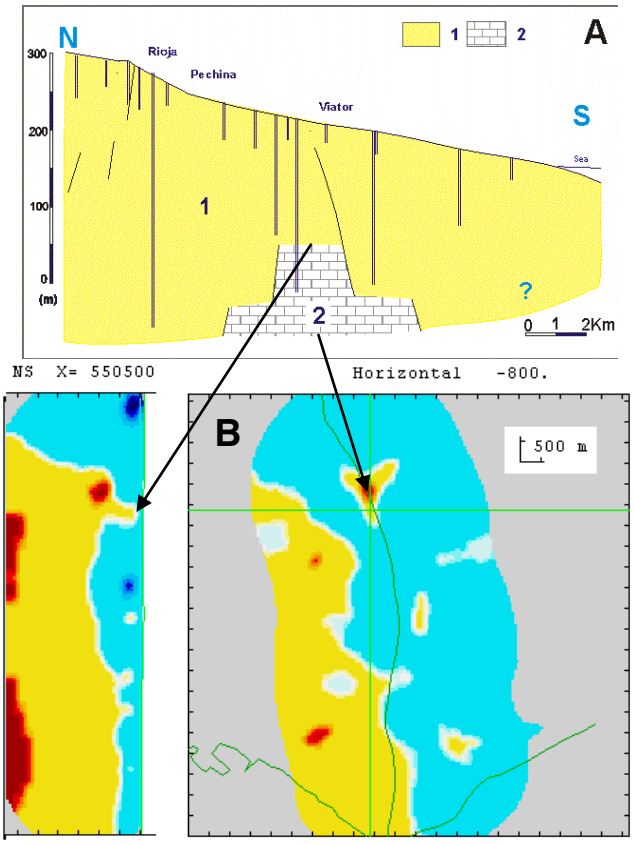


***Figure 7* – (A) Geological North-South section of the LAV and situation of boreholes. Legend 1: Marls, sandy silts, sands and conglomerates. 2: Limestones and dolomites. (B) Horizontal (800m depth) and vertical (NS) cross-sections of the density model inverted from the micro-gravimetric survey, showing a high density anomaly in Viator area (intersection of Profile 3 with the river bed).**

ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements". *Geophys. J. Int.*, **169,** 1239–1260.

Camacho, A.G., F.G. Montesinos and R. Vieira (2000): "A 3-D gravity inversion by means of growing bodies". *Geophysics*, **65**, 95-101.

Camacho, A.G., F.G. Montesinos and R. Vieira (2002): "A 3-D gravity inversion tool based on exploration of model possibilities". *Comput. Geosci.*, **28**, 191-204.

Camacho, A.G., J.C. Nunes, E. Ortiz, Z. França and R. Vieira (2007): "Gravimetric determination of an intrusive complex under the island of Faial (Azores). Some methodological improvements". *Geophys. J. Int.*, **171**, 478–494.

Camacho, A.G., J. Fernández and J. Gottsmann (2011a): "A new gravity inversion method for multiple sub-horizontal discontinuity interfaces and shallow basins". *J. Geophys. Res.*, **116**, B02413, doi:10.1029/2010JB008023.

Camacho, A.G., J. Gottsmann and Fernández, J. (2011b): "The 3-D gravity inversion package GROWTH2.0 and its application to Tenerife Island, Spain". *Comput. Geosci*, **37**, 621–633.

García-Jerez, A., F. Luzón and M. Navarro (2008): "An alternative method for calculation of Rayleigh and Love wave phase velocities by using three-component records on a single circular array without a central station". *Geophys. J. Int*, **173**, 844-858.

García-Jerez, A. (2010): "Desarrollo y evaluación de métodos avanzados de exploración sísmica pasiva. Aplicación a estrusturas geológicas locales del sur de España". PhD. Thesis, Universidad de Almería, Spain.

García-Jerez, A., F. Luzón, M. Navarro and M. A. Santoyo (2010): "Assessing the reliability of the Single Circular Array method for Love-wave ambient noise surveying". *Bull. Seism. Soc. Am.*, **100**, 2230-2249.

Gottsmann, J., A.G. Camacho, J. Marti, L. Wooller, J. Fernández, A. Garcia and H. Rymer (2008): "Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: Implications for its evolution and recent reactivation". *Phys. Earth Planet. Int.*, **168**, 212-230.

IGME-IRYDA (1977): "Estudio hidrogeológico de la Cuenca sur Almería". *Instituto Geológico y Minero de España, Madrid*, VI.12.

Jiménez, A., J. M. García and M. D. Romacho (2005): "Simultaneous inversion of source parameters and attenuation factor using genetic algorithms". *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 1401-1411.

Luzón, F., J. Almendros and A. García-Jerez (2011): "Shallow structure of Deception Island, Anctartica, from correlations of ambient seismic noise on a set of dense seismic arrays". *Geophys. J. Int*, **185**, 737-748.

Luzón, F., A. García-Jerez, A. Jiménez, F. J. Sánchez-Sesma, E. Carmona, J. M. García, M. A. Santoyo and A. J. González-Camacho (2012): "Determinación de la estructura geofísica superficial del Bajo Andarax a partir de ruido sísmico ambiental". *Proceedings of the 7AHPGG*, p.p. 179-182.

Pérez-Ruiz, J. A., F. Luzón and F. J. Sánchez-Sesma (2008): "Retrieval of elastic Green's tensor near a cylindrical inhomogeneity from vector correlations". *Commun. Comput. Phys.*, **3(1)**, 250-270.

Sánchez-Martos, F. (2001): "Las aguas subterráneas en el Bajo Andarax (Almería)". *Monografías Ciencia y Tecnología*, Universidad de Almería, Spain.

Sánchez-Sesma, F. J. and M. Campillo (2006): "Retrieval of the Green's Function from Cross Correlation: The Canonical Elastic Problem". *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **96(3)**, 1182–1191.

Sánchez-Sesma, F. J., J. A. Pérez-Ruiz, M. Campillo and F. Luzón (2006): "The elastodynamic 2D Green function retrieval from cross-correlation: the canonical inclusión problema". *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L13305, doi:10.1029/2006GL026454.

Sánchez-Sesma, F.J., J.A. Pérez-Ruiz, F. Luzón, M. Campillo and A. Rodríguez-Castellanos (2008): "Diffuse fields in dynamic elasticity". *Wave Motion*, **45**, 641-654.

Tarantola, A. (1988): "The inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation". Elsevier, Amsterdam, 613 pp.

The Candy Wrapper Velocity Model for the Earth's Inner Core

Maurizio Mattesini[1,2]
[1] Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid, E-28040 Madrid, Spain
[2] Instituto de Geociencias (UCM-CSIC), Facultad de Ciencias Físicas, Plaza de Ciencias 1, 28040-Madrid, Spain, mmattesi@ucm.es

SUMMARY

Recent global expansion of seismic data motivated a number of seismological studies of the Earth's inner core that proposed the existence of increasingly complex structure and anisotropy. Novel hypotheses of dynamic mechanisms have been put forward to interpret seismological results. The nature of hemispherical dichotomy and anisotropy is here re-investigated by bridging the observations of PKP(bc-df) differential travel-times with the iron bcc/hcp elastic properties computed from first-principles methods. The Candy Wrapper velocity model is introduced to accounts for a dynamic picture of the inner core, where different iron crystal shapes can be stabilized at the two hemispheres. I show that seismological data are best explained by a rather complicated, mosaic-like, structure of the inner core, where well-separated patches of different iron crystals compose the anisotropic western hemispherical region, and a conglomerate of almost indistinguishable iron phases builds-up the weakly anisotropic eastern side.

1. INTRODUCTION

The center of the Earth is one of the most inaccessible and enigmatic parts of our planet. The full knowledge of its chemical composition, dynamics, anisotropic properties and hemispherical asymmetry in absolute velocity and attenuation is in the center of long-standing and ongoing controversy. This almost spherical solid body, with a radius of 1220 km (Fig. 1), has been developing since more than one billion years ago, involving the process of crystallization of iron from the liquid outer-core. The underlying mineral physics and geophysical views about the solid inner core can thus be thought of as a narrow-sighted snapshot over the core's entire lifetime period. Solidification of the Earth's inner core (EIC) at the liquid-solid interface, also called the inner-core boundary (ICB), occurs under shear compression, a physicochemical process that indeed favors the development of axially oriented iron crystals.

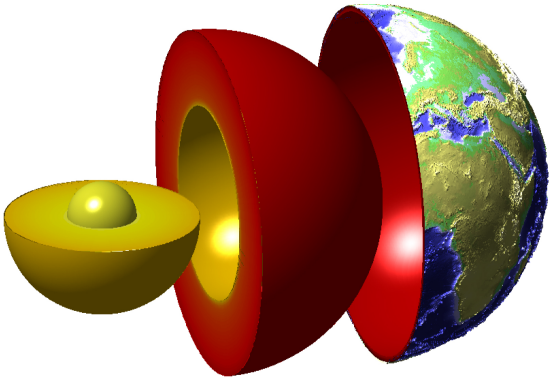


Figure 1 – The Earth's interior showing the solid iron sphere at its center.

Although a number of mechanisms have been introduced to interpret the inner-core anisotropy (Mattesini et al. 2010, and Mattesini et al. 2008), most of them tightly relied on the lattice preferred orientation (LPO) of both hexagonal-close-packed (hcp) and the body-centered-cubic (bcc) iron crystals. Cylindrical anisotropy of the order of 3% with the fast axis parallel to the rotation axis and the slow axis in the equatorial plane was the preferred explanation of early seismic observations. However, with the expansion of seismological stations around the globe and the inclusion of new raypaths traversing the EIC, interpretations about its anisotropic structure have become more complex. For example, a uniform inner core cylindrical anisotropy does not predict well the scattered PKPbc-PKPdf (Fig. 2) travel-time residuals associated with different polar channels. Apart from focusing on anisotropy, over the last 15 years, numerous seismological studies of Earth's inner core have revealed an east-west dichotomy in compressional velocity, and seismic attenuation that has recently been interpreted by a lopsided growth. According to this model, the western hemisphere is crystallizing and the eastern hemisphere is melting. This process includes an eastward translation of the inner core material that induces a translational thermal convection Alboussiére et al. (2010), Monnereau et al. (2010). Despite recent efforts to reconcile dynamical models with seismological observations, a bridge between these two disciplines and mineral physics has not yet been established. Hence there is now an increasing need for a more quantitative link between dynamical models and seismological observations, which requires understanding of the stable mineralogical iron phase at inner core conditions and its elastic properties.

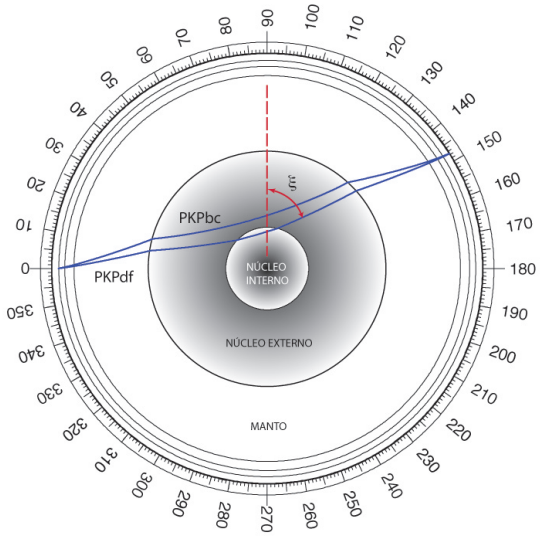


Figure 2 - Schematic view of PKP(bc,df) seismic rays for an event at 200km depth. Geometry of PKPbc and PKPdf ray paths (blue curves) at an epicentral distance of 148º. The ray-angle (ξ) represents the angle of the incoming PKPdf rays with respect to the vertical Earth's symmetry axis.

2. METHOD

To study the phase composition of the outermost part of the inner-core, we employed both the Transversely Isotropic Model (TIM) to different polycrystalline hexagonal aggregates of iron, and the phase velocity model for cubic crystals. Particularly, I consider all the likely stable Fe phases at the EIC conditions (Fe-*hcp* and Fe-*bcc*) and compare the theoretical and the measured travel-time residuals. The specific orientation of each iron model phase has been selected assuming the existence of two possible kinds of heat flux toward the outer core, that is, one parallel to the

gravity field and the other along the cylindrical radial direction. The key mathematical relation between the observed fractional differential travel-time residuals and the theoretical P-wave velocity can be achieved through the equations presented in Mattesini et al. 2013.

3. RESULTS

In this presentation I show that a mosaic-type distribution of various iron phases, each of them including a different degree and type of lattice preferred orientation (Fig. 3a), can explain the complex elastic behavior of the EIC observed in seismological data (Mattesini et al. 2013). I obtain an EIC distribution map of the various iron phases, thus uniquely addressing from a mineral physics point of view the seismologically observed hemispherical dichotomy. While I show that this distribution agrees with the recently proposed convective translational model of the EIC, we acknowledge that it does not discard alternative models with asymmetric or more complex structure in the inner core.

I used 1117 high-quality PKP(bc-df) differential traveltimes containing polar paths from both Antarctic and Alaskan stations. The employed seismic spatial EIC coverage is shown in Fig. 3b. All residuals are calculated with respect to the spherical Earth's model *ak1352* and corrected for ellipticity.

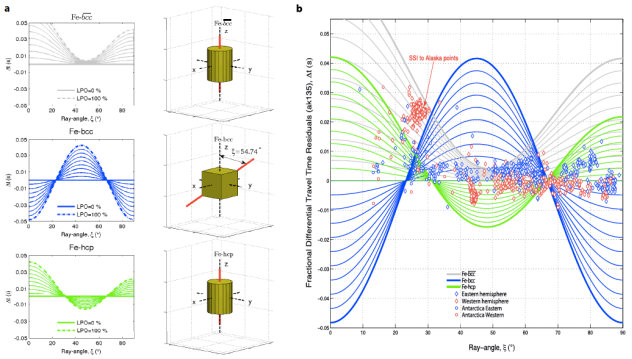


Figure 3 - Panel (a) shows the three model velocities used in this study as a function of the degree of LPO. Both Fe-bcc and Fe-hcp hold the hexagonal symmetry for every kind of rotations about the z-axis, whereas the bare Fe-bcc changes form hexagonal to cubic symmetry when the probing angle direction is set along the fast main diagonal. Note that the bare cubic phase (Fe-bcc) is the only model that provides exactly the same kind of negative residuals (low velocities) at both polar and equatorial directions. The red vector shows the direction of the fast velocity axis. (b) Candy Wrapper shaped velocity model for PKPbc-df data points for a depth probing range of 125.8-345.1 km. Also note that when omitting the data from SSI region, the strength of elastic anisotropy changes drastically from 3% to 0.7%.

4. CONCLUSIONS

The introduced Candy Wrapper shaped velocity model allow to address the seismologically observed hemispherical dichotomy from a pure mineral physics point of view. The obtained core picture agrees rather well with the recently proposed convective translational model, thus constituting the basis for a consistent and interdisciplinary Earth's inner core scenario. Further to recent efforts to reconcile dynamical models with seismological observations, a bridge between these two disciplines and mineral physics has now been established.

5. REFERENCES

Alboussiére, T., Deguen, R. & Melzani M. (2010): "Melting induced stratification above Earth's inner coredue to convective translation". *Nature*, **466**, 744.

Mattesini, M., Belonoshko, A. B., Tkalčić, H., Buforn, E., Udías, A. and Ahuja, R. (2013): "Candy Wrapper for the Earth's Inner Core". *Sci. Rep.*, **3**, 2096.

Mattesini, M., Belonoshko, A. B., Buforn, E., Ramírez, M., Simak, S. I., Udías, A., Mao, H. K. & Ahuja, R. (2010): "Hemispherical anisotropic patterns of the Earth's inner core". *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **107**, 9507.

Mattesini, M., Buforn, E., Udías, A., Vitos, L. & Ahuja, R. (2008): "An ab initio study of Ssubstituted iron-nickel-silicon alloy at the Earth's inner core pressure". *High Pressure Res.*, **28**, 437.

Monnereau, M., Calvet, M., Margerin, L. & Souriau, A. (2010): "Lopsided growth of Earth's inner core". *Science*, **328**, 1014.

Simulación de escenarios sísmicos en la Península Ibérica, las Islas Baleares y las Islas Canarias, considerando el efecto de sitio y las características de la fuente sísmica

A seismic sceneries simulation in the Iberian Peninsula, the Balearic Islands and the Canary Islands, considering the site effect and the characteristics of the seismic source

A. Núñez[(1)], J. Rueda[(1, 2, 3)] y J. Mezcua[(3)]
[(1)]Departamento de Ingeniería Topográfica y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid, Campus Sur, Autovía de Valencia km 7.5, Madrid, albertonm@alumnos.upm.es
[(2)]Instituto Geográfico Nacional, Calle General Ibáñez de Ibero, 3, Madrid, jjrueda@fomento.es
[(3)]Fundación José García Siñeriz, Calle Alenza, 1, Madrid, fjgs.minas@upm.es

SUMMARY

The objective of this work is to obtain realistic synthetic values of both the seismic acceleration and the seismic intensity in the Iberian Peninsula, the Balearic Islands and the Canary Islands. Three levels of approximation will be followed. First, we will consider an attenuation relationship, supposing a seismic point source, and a site amplification factor map, which quantifies the seismic amplification of outcropping geological materials with relation to the signal frequency. Second, the amplification will be estimated from amplification curves varying with the frequency, which will be obtained using the Refraction Microtremor (ReMi) method in selected sites. Third, we will compute synthetic accelerograms by means of a stochastic simulation algorithm that considers the seismic amplification. In order to work with this algorithm, several parameters will be determined: the dimensions and characteristics of a finite fault source, the 3-D local velocity model and the attenuation model of the regional lithosphere. The calculation of synthetic accelerations and intensities will be carried out by means of a Geographical Information System (GIS). Given the location and focal parameters of a predetermined earthquake, synthetic acceleration values will be computed in grid points covering the study area. These values and the peak acceleration records from strong motion stations will be corrected by the local seismic amplification and converted into intensities. As a result, synthetic acceleration and isoseismals maps will be produced. Up to now, we have covered some stages of the entire work. The site amplification factor map for the Iberian Peninsula, the Balearic Islands and the Canary Islands has been generated, classifying the geological units from the official geological cartography of Spain into six site classes. Each class is characterized by its mean shear-wave velocity at small shear strains in the top 30 meters (V_S30), which determines both low and high frequency amplification factors. Focusing on the study of the amplification in selected sites, we have carried out in situ measurements of V_S30 by means of the ReMi method in several localities of El Hierro Island (Canary Islands). These Vs30 values will be used to generate frequency-dependent amplification curves for each locality. Regarding the computation of synthetic accelerograms, we have worked towards the definition of the anelastic attenuation model of the lithosphere in the Canary Islands. Quality-factor values have been obtained from coda waves registered by the Geographical Institute of Spain (IGN). These values will be regionalized on a spatial and temporal basis in order to find their relationship with local geology and past eruptive processes, respectively.

1. INTRODUCCIÓN

El objetivo del presente trabajo consiste en determinar de una forma rápida y lo más automática posible escenarios sísmicos realistas en la Península Ibérica, las Islas Baleares y las Islas Canarias. La simulación de un escenario sísmico consiste en el cálculo de una variable sísmica, como la aceleración del terreno, en un punto determinado y ante la ocurrencia de un terremoto predeterminado. En este trabajo, se pretende calcular valores sintéticos de la aceleración e intensidad sísmicas en el territorio en estudio, a partir de la localización, magnitud y mecanismo focal del terremoto. Se considerarán las características de la fuente sísmica y sus dimensiones. Además, se tendrá en cuenta el efecto de sitio o amplificación sísmica del terreno, que es la modificación de la amplitud de las ondas sísmicas debida a los materiales geológicos que éstas atraviesan en los últimos metros antes de llegar a la superficie.

Las aceleraciones sintéticas se calcularán en base a tres niveles de aproximación. En primera aproximación, se considerará una fuente sísmica puntual y una ley de atenuación. En el cálculo se tendrá en cuenta la amplificación sísmica de los materiales aflorantes en el territorio, cuantificada por un mapa de amplificación sísmica de la Península Ibérica, las Islas Baleares y las Islas Canarias. En segunda aproximación, se trabajará con una fuente puntual, una ley de atenuación y una curva de amplificación sísmica en función de la frecuencia de la señal, para el emplazamiento donde se quiere calcular la aceleración. Esta curva se obtendrá a partir del modelo de velocidad de onda de corte en el emplazamiento, generado a su vez por medio de medidas de ReMi (Refraction Microtremor), realizadas in situ. La tercera aproximación consistirá en calcular acelerogramas sintéticos por medio de un algoritmo de simulación estocástica para fuente extensa, previamente calibrado en el emplazamiento donde se vaya a calcular la aceleración. Para ello, será necesario obtener los parámetros de una fuente sísmica extensa, el modelo local 3D de velocidad de propagación en la región, un modelo de la atenuación de la litosfera regional y la amplificación sísmica del terreno en función de la frecuencia.

Una vez que se hayan calculado las aceleraciones sintéticas, se derivarán las correspondientes intensidades sintéticas por medio de una correlación entre aceleración e intensidad sísmicas previamente seleccionada.

La determinación de los valores sintéticos de aceleración e intensidad sísmicas de un terremoto se llevará a cabo por medio de un Sistema de Información Geográfica (GIS). Este sistema incorporará el mapa de amplificación sísmica, las curvas de amplificación sísmica de los emplazamientos seleccionados, los modelos locales 3D de velocidad de propagación en las regiones donde se localizan los emplazamientos, el modelo de atenuación de la litosfera en cada región, la ley de atenuación, la correlación entre

aceleración e intensidad sísmicas y el algoritmo de simulación estocástica de acelerogramas sintéticos, calibrado en cada región.

Para trabajar con el GIS, deberán introducirse en el sistema los parámetros de localización del terremoto, los parámetros de la fuente sísmica y los valores de aceleración pico registrados en las estaciones acelerométricas en tiempo real. A continuación, el sistema calculará rápidamente la aceleración sintética producida por el terremoto en los puntos de una malla que cubra la totalidad del territorio en estudio. En algunos estos puntos, el GIS utilizará la curva de amplificación sísmica y el algoritmo de cálculo de acelerogramas, ya calibrado, mientras que en el resto de puntos sólo estarán disponibles el mapa de amplificación sísmica y la ley de atenuación.

Las aceleraciones sintéticas y las aceleraciones pico registradas se corregirán a roca dividiendo por el valor de la amplificación correspondiente a cada punto (Wald et al., 1999). Posteriormente, estas aceleraciones corregidas a roca serán interpoladas sobre una malla de puntos más densa. Finalmente, las aceleraciones interpoladas, las aceleraciones sintéticas (en roca) y las aceleraciones registradas (en roca) se multiplicarán por la amplificación correspondiente para dar las aceleraciones sintéticas finales.

A partir de los valores sintéticos finales de aceleración e intensidad, el GIS generará mapas de aceleraciones sintéticas (mapas de sacudidas) y mapas de isosistas sintéticas, que representan la simulación del escenario sísmico del terremoto.

El sistema se actualizará continuamente a partir de los datos de nuevos emplazamientos. En particular, deberá incorporar datos relativos a la amplificación sísmica del terreno, el modelo local 3D de velocidad de propagación en la región donde se localicen los emplazamientos y el modelo de atenuación de la litosfera regional, mejorando de esta forma sus resultados.

2. MAPA DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA, LAS ISLAS BALEARES Y LAS ISLAS CANARIAS

Como primer resultado en este trabajo, se ha obtenido el mapa de amplificación sísmica en la Península Ibérica, las Islas Baleares y las Islas Canarias. Este mapa cuantifica la amplificación en cualquier punto del territorio por medio de dos factores de amplificación en función de la frecuencia de la señal.

Para generar el mapa se han utilizado dos bases de partida. En primer lugar, se ha recurrido a la cartografía geológica oficial de España, proporcionada por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), con el fin de estudiar las descripciones litológicas y edades cronoestratigráficas de las distintas unidades aflorantes en el territorio en estudio. Las unidades geológicas de la Península Ibérica y las Islas Baleares se han analizado de acuerdo al Mapa Geológico de España a escala 1:1.000.000 (IGME, 1994). Debido a las características geológicas diferentes de las Islas Canarias, las unidades geológicas correspondientes al archipiélago canario se han estudiado según la Cartografía Geológica Continua GEODE de las Islas Canarias, a escala 1:50.000 (IGME, 2012). En el caso de la Península y Baleares, se distinguen 134 unidades geológicas (IGME, 1994); en Canarias se han analizado 759 unidades geólogicas, de acuerdo a IGME (2012).

Como segunda base de partida, se han estudiado varias clasificaciones de suelos y rocas de acuerdo a su capacidad de amplificación, la mayoría de las cuales forman parte de diversos códigos de edificación y normativas sismorresistentes. A este respecto, se ha analizado la clasificación incluida en el código estadounidense Uniform Building Code de 1997 (ICBO, 1997), así como dos clasificaciones previstas en las normativas sismorresistentes del National Earthquake Hazards Reduction Program de Estados Unidos (BSSC, 1997 y 2003). Además, se ha revisado la clasificación propuesta por Borcherdt (1994).

Las cuatro clasificaciones presentadas distinguen 6 clases de emplazamiento en base a sus diferentes propiedades geotécnicas en los metros más superficiales, como la velocidad media de onda de corte en los primeros 30 m de profundidad (Vs30). En este sentido, todas las clasificaciones caracterizan un rango de terrenos que abarca desde rocas duras hasta suelos blandos que requieren de investigación geotécnica in situ. Se ha sintetizado la información de las cuatro clasificaciones en una nueva clasificación que presenta seis clases de emplazamiento de acuerdo a su descripción geotécnica y valor de Vs30 (Tabla 1). Esta clasificación ha sido publicada por los autores del presente trabajo (Núñez et al., 2013).

Se ha utilizado la metodología de Borcherdt (1994) para cuantificar la capacidad de amplificación de cada clase de emplazamiento, por medio de dos factores de amplificación: F_a para periodos cortos (0,1-0,5 s) o altas frecuencias (2-10 Hz), y F_v periodos medios (0,4-2,0 s) o bajas frecuencias (0,5-2,5 Hz). Para llevar a cabo esta cuantificación, se ha escogido la clase de emplazamiento SC-Ib (Borcherdt, 1994, Tabla 1) como condición del terreno de referencia, con Vs30 igual a 1050 m/s. Por otra parte, se ha elegido 0,1 g (Borcherdt, 1994, Tabla 2) como nivel espectral inicial del movimiento del terreno, siendo g igual a 9,8 m/s^2. Dados estos parámetros y un valor medio del intervalo de Vs30 de cada clase de emplazamiento (Tabla 1), se han calculado los factores F_a y F_v de cada clase, siguiendo las ecuaciones 7a y 7b de Borcherdt (1994), respectivamente. Los factores para cada clase de emplazamiento se muestran igualmente en la Tabla 1.

Tabla 1* - Clases de emplazamiento según su descripción geotécnica y su velocidad media de onda de corte en los primeros 30 m de profundidad, Vs30. Para cada clase se presentan los correspondientes factores de amplificación para altas y bajas frecuencias, F_a y F_v, respectivamente.** ***(Site classes according to their geotechnical description and their mean shear-wave velocity in the top 30 m, Vs30. Both high-frequency (F_a) and low-frequency (F_v) amplification factors for each site class are presented.)

Clase de emplazamiento	Descripción geotécnica	Vs30 (m/s)	F_a	F_v
1	Rocas duras	Vs30 > 1500	0,9	0,8
2	Rocas de resistencia media	760 < Vs30 ≤ 1500	1,0	1,0
3	Rocas firmes a blandas. Suelos muy densos	360 < Vs30 ≤ 760	1,3	1,5
4	Suelos duros	180 ≤ Vs30 ≤ 360	1,6	2,4
5	Suelos de consistencia media	Vs30 < 180	1,9	3,4
6	Suelos blandos. Suelos que requieren de investigación geotécnica específica e in situ		2,1	3,9

Para generar el mapa de amplificación de la Península Ibérica y las Islas Baleares se han clasificado las 134 unidades geológicas ya identificadas (IGME, 1994), de acuerdo a la descripción geotécnica de las clases de emplazamiento de la Tabla 1. La clase de emplazamiento 1 engloba las unidades descritas como rocas metamórficas, calizas y dolomías del Triásico-Jurásico, o rocas plutónicas y volcánicas, pues estas litologías se describen en términos geotécnicos como rocas duras. Si estas litologías aparecen junto a rocas sedimentarias detríticas, como las areniscas, la resistencia total de la unidad geológica bajará de alta a media, pues

en general las rocas detríticas no alcanzan la misma resistencia que las rocas encuadradas en la clase 1. Consiguientemente, la unidad será clasificada como emplazamiento de clase 2.

Las unidades compuestas por calizas, dolomías, margas y areniscas del Cretácico pueden describirse como rocas firmes a blandas, por lo que se consideran pertenecientes a la clase 3. También pertenecen a esta clase las unidades que contienen arcillas versicolores de facies Keuper (Triásico). Por su parte, la clase de emplazamiento 4 incluye las unidades consistentes en conglomerados, arenas, arcillas, margas y evaporitas. La razón se fundamenta en la asimilación de estas litologías, tanto detríticas como evaporíticas, a suelos cohesivos duros. La unidad geológica 98 (IGME, 1994) se clasifica como emplazamiento de clase 5 pues presenta arenas y limos pliocenos, que pueden describirse geotécnicamente como constitutivos de un suelo cohesivo de consistencia media.

Finalmente, las unidades que presentan conglomerados, gravas, arenas, arcillas y limos del Cuaternario y que aparecen en depósitos fluviales o litorales pueden considerarse como suelos blandos, y encuadrarse en la clase 6. La representación de las unidades geológicas de la Península Ibérica y las Islas Baleares en función de las 6 clases de emplazamiento de la Tabla 1 constituye el mapa de amplificación para esta región (Figura 1).

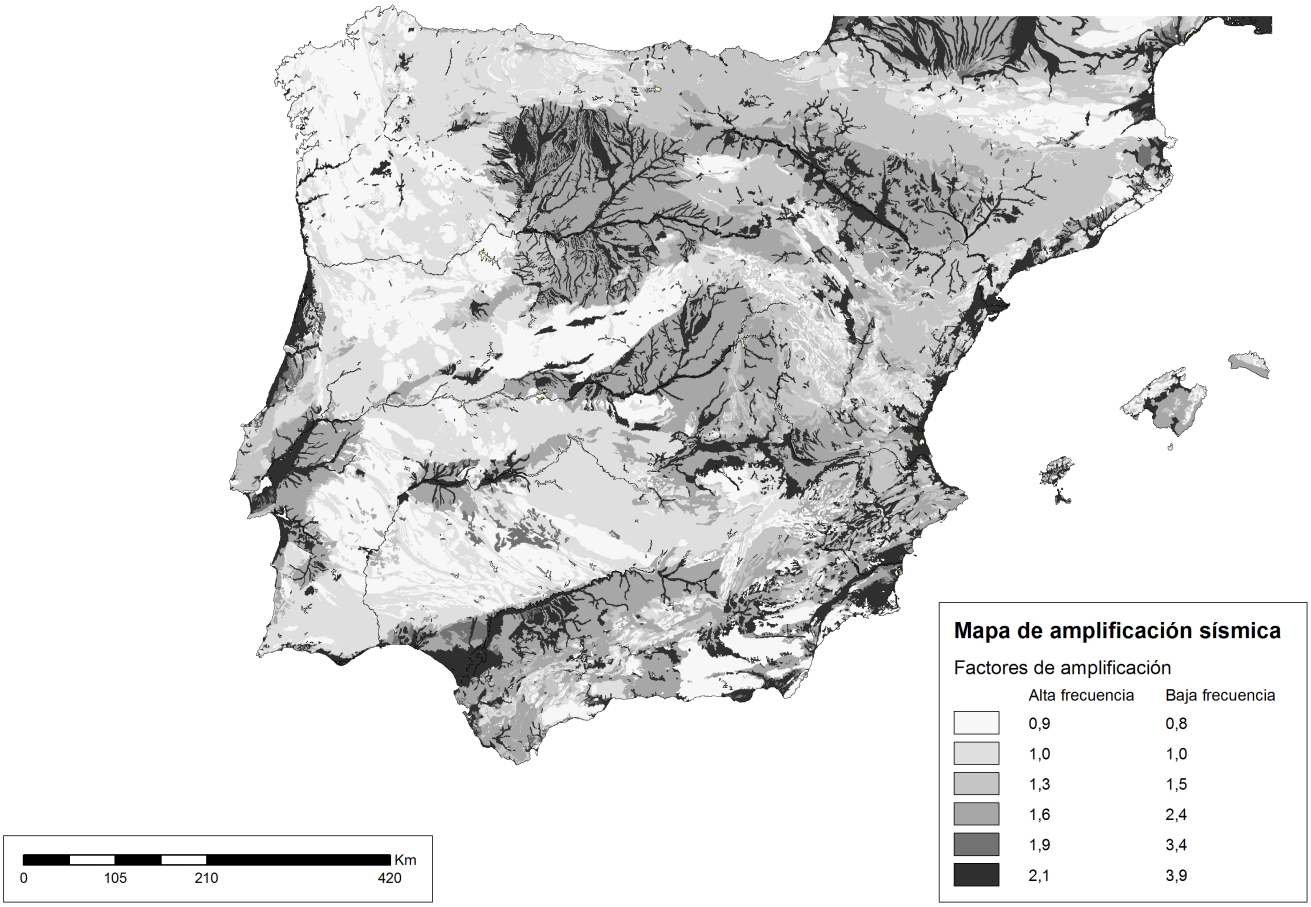


Figura 1*- Mapa de amplificación sísmica de la Península Ibérica y las Islas Baleares.** ***(Site amplification map of the Iberian Peninsula and the Balearic Islands.)

Las 759 unidades geológicas de las Islas Canarias (IGME, 2012) se han clasificado siguiendo idéntico procedimiento al ya explicado. Las unidades consistentes en coladas basálticas, traquibasálticas, traquíticas, basaníticas y tefríticas se clasifican como emplazamientos de clase 1, ya que estas litologías pueden considerarse como rocas duras (Tabla 1). Esta clase también se ha asignado a las unidades descritas como intrusiones (sills, diques basálticos), pues también presentan una alta resistencia.

La clase 2 comprende las unidades descritas como coladas basálticas con niveles de brechas o de piroclastos, o coladas que presentan disyunción columnar, diaclasado o lajeado, pues la resistencia de estas rocas pasa de alta a media. También se incluyen en este grupo las rocas plutónicas con fracturación (diaclasas).

En cuanto a la clase de emplazamiento 3, se consideran las unidades que presentan brechas líticas polimícticas, ignimbritas, tobas o aglomerados. En general, se trata de rocas compuestas por fragmentos líticos, a veces piroclastos, englobados en matriz de grano fino o vítrea. Por tanto, estas rocas presentan una resistencia menor, y se describen geotécnicamente como rocas firmes a blandas, o bien como suelos granulares muy densos (Tabla 1). Dentro de esta clase también se incluyen las areniscas con conglomerados de las rasas marinas, y los depósitos de turbiditas, que son series alternantes de rocas detríticas (arenisca, lutita), a veces carbonatadas.

La clase de emplazamiento 4 engloba las unidades descritas como conos de tefra basálticos, traquibasálticos, basaníticos, tefríticos o foidíticos, incluyendo bombas, escorias, lapilli y cenizas. Todas estas litologías son coherentes con la descripción geotécnica de suelos duros (Tabla 1). Asimismo, se ha asignado la clase 4 a las unidades consistentes en depósitos aluviales, de fondos de barranco y conos de deyección.

De acuerdo a la Tabla 1, la clase de emplazamiento 5 exige que las unidades puedan describirse como suelos de consistencia media. Por tanto, las unidades que presentan piroclastos de dispersión basálticos, traquibasálticos, basaníticos, tefríticos o foidíticos, de tamaño lapilli y ceniza, pertenecen a la clase 5. La razón reside en que su consistencia no puede considerarse tan alta como la de la clase 4.

Por último, las unidades compuestas depósitos de playa, de arenas eólicas y depósitos antrópicos (escombreras) pueden considerarse como suelos blandos y, por tanto, emplazamientos de

clase 6. La representación de las unidades geológicas de las Islas Canarias en función de las 6 clases de emplazamiento de la Tabla 1 constituye el mapa de amplificación para esta región (Figura 2).

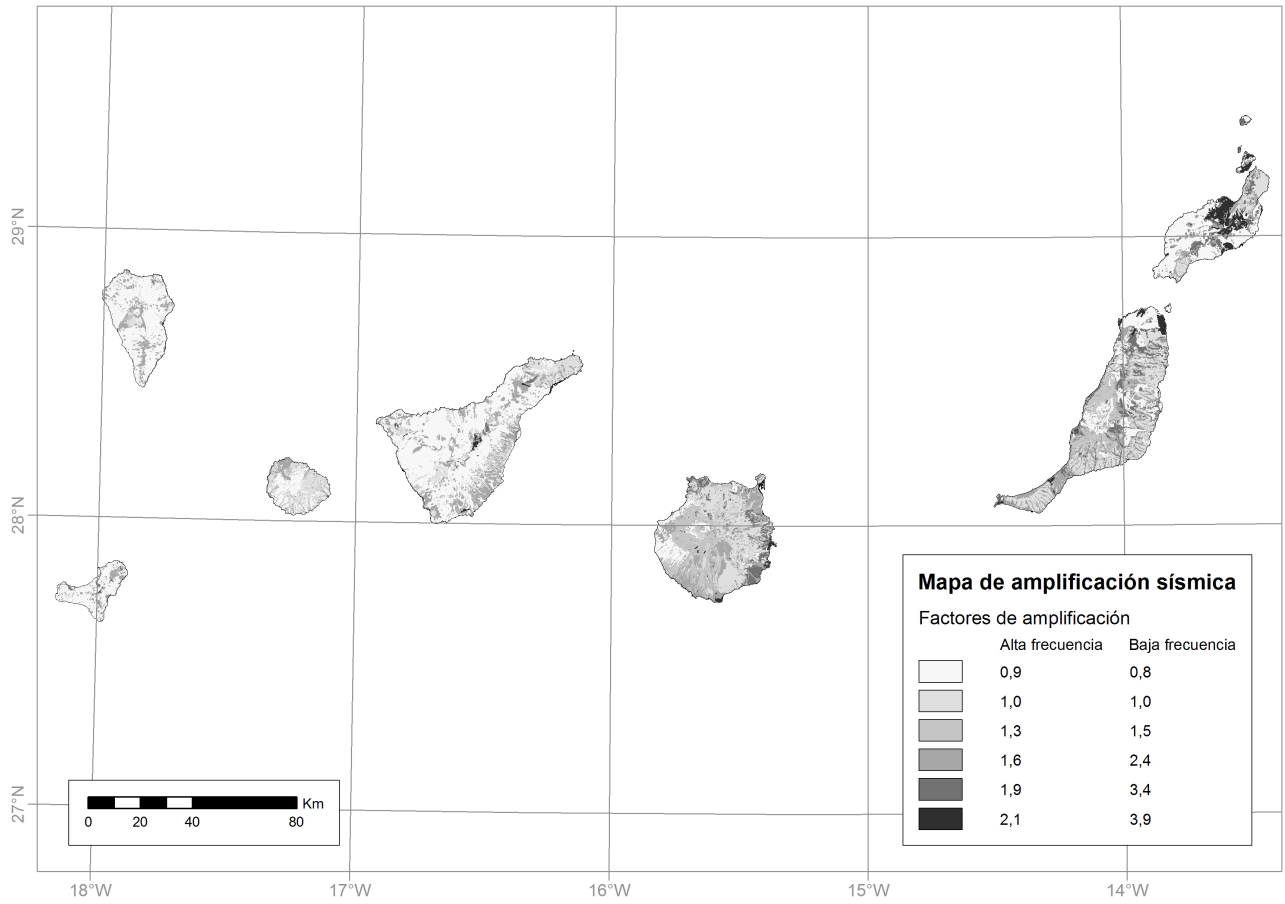


Figura 2 **- Mapa de amplificación sísmica de las Islas Canarias.** ***(Site amplification map of the Canary Islands.)***

3. DETERMINACIÓN DE VS30 POR MEDIO DEL MÉTODO REMI (REFRACTION MICROTREMOR)

Con objeto de abordar la segunda aproximación a la determinación de la aceleración sísmica sintética, se pretende obtener la curva de la amplificación sísmica del terreno en función de la frecuencia para determinados emplazamientos. Esta curva se generará en base a la distribución de la velocidad de onda de corte (Vs) en los primeros 30 m de profundidad.

Los mapas de amplificación que se han generado para la Península Ibérica, Baleares y Canarias provienen, en última instancia, de cartografías geológicas a escalas determinadas, 1:1.000.000 y 1:50.000. Por tanto, los factores de amplificación sólo son válidos a escalas iguales o inferiores, en cada caso. Para trabajar a escalas más grandes, es preciso obtener la distribución de Vs en los primeros 30 m de profundidad y el correspondiente valor medio Vs30 con la suficiente precisión. Sin embargo, diversos autores, como Wald y Mori (2000), Mucciarelli y Gallipolli (2006) y Castellaro et al. (2008) han puesto en cuestión que Vs30 sea suficiente para cuantificar la amplificación, y apuntan a la influencia de otros factores, como puede ser la topografía.

Para obtener la distribución de Vs en profundidad se ha seleccionado el método de la Sísmica Pasiva "Refraction Microtremor" (ReMi). Este método permite obtener la estructura de Vs hasta 100 m a partir del análisis de las ondas superficiales Rayleigh, contenidas en el ruido sísmico ambiental producido por el tráfico y otras actividades comunes en medios urbanos (Louie, 2001).

La importancia de estudiar las ondas Rayleigh reside en el hecho de que su velocidad de propagación, por ejemplo la velocidad de fase (C_R), es función de la distribución de Vs en profundidad. Debido a que las ondas Rayleigh son dispersivas, C_R cambia con la longitud de onda (λ), o con la frecuencia (f), cuando existen cambios verticales en la distribución de Vs en profundidad.

La profundidad afectada por las ondas Rayleigh es proporcional a λ o, alternativamente, inversamente proporcional a f. Por tanto, cuanto mayor es λ la profundidad alcanzada también es mayor, mientras que ondas Rayleigh con baja λ sólo se transmiten en estratos más superficiales.

El método ReMi se basa en la determinación experimental e in situ de la curva de dispersión de la onda Rayleigh, esto es, la velocidad de fase C_R en función de la frecuencia, y en su modelización. Debido a la dispersión de las ondas Rayleigh, el modelo de velocidad que se deduce de la curva de dispersión experimental es el modelo de Vs, el cual puede contener capas de baja velocidad relativa.

Las medidas de ReMi pueden hacerse con un equipo de sísmica de refracción, utilizando un sismógrafo multicanal con conversor analógico-digital de alta resolución y geófonos de alta frecuencia. El intervalo de muestreo habitual es del orden de 2 ms en ventanas de 30 s. En cuanto a la configuración del dispositivo de medida, la más utilizada es una configuración lineal con sensores equiespaciados.

La profundidad de investigación depende tanto de la longitud del dispositivo de medida como del rango de frecuencias registrado. A este respecto, se pueden muestrear profundidades de hasta 100 m con líneas de geófonos de 8 Hz y longitud de 200 m (Louie, 2001).

Los datos adquiridos en campo se deben procesar en tres fases bien diferenciadas. Primeramente, se realiza un análisis espectral para obtener el diagrama de la transformada p-f de la inversa de la velocidad de fase o lentitud (p) en función de la frecuencia (f). Este análisis requiere la aplicación de la transformada lentitud-tiempo de interceptación (p-τ) sobre los registros (Thorson y Claerbout, 1985).

El diagrama *p-f* pone de manifiesto el espectro de energía para cada combinación lentitud-frecuencia. Las ondas dispersivas corresponden a los máximos de energía.Sin embargo, la curva de dispersión correspondiente a las ondas Rayleigh viene representada por la envolvente de menor velocidad aparente de fase (Louie, 2001). Para construir esta curva hay que realizar la suma de las transformadas *p-f* para todas las ventanas de registro que se tomen en el emplazamiento, y posteriormente seleccionar manualmente las menores velocidades de fase que marquen la tendencia del máximo de energía en función de la frecuencia.

Por último, se define la distribución de Vs mediante la modelización de la curva de dispersión de las ondas Rayleigh, partiendo de un modelo inicial de velocidad establecido en base a la información geológica y sismológica de la zona. Por medio de iteraciones sucesivas, se calcula la velocidad de fase para cada frecuencia (Louie, 2001), de forma que se obtenga un error aceptable al compararla con la velocidad de fase observada.

En este trabajo, se pretende obtener la distribución de Vs mediante ReMi en determinados emplazamientos de la Península Ibérica, las Islas Baleares y las Islas Canarias, para generar posteriormente la curva de amplificación sísmica.

Con el fin de abordar las distintas aproximaciones en el cálculo de la aceleración sintética, se buscan emplazamientos con una variabilidad significativa de factores de amplificación, de acuerdo al mapa de amplificación. En las regiones donde se localicen estos emplazamientos deberá existir un número suficiente de terremotos, de manera que se pueda obtener el correspondiente modelo local 3D de velocidad de propagación en la corteza mediante tomografía sísmica. También es deseable disponer de un número suficiente de acelerogramas registrados, que permitirían calibrar el algoritmo de generación de acelerogramas sintéticos.

Las recientes crisis sísmicas acaecidas en la isla de El Hierro (Islas Canarias) entre 2011 y 2013 han permitido el registro de 200 acelerogramas en las estaciones acelerométricas dispuestas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) en la isla. Por esta razón, entre el 11 y el 15 de noviembre de 2013 los autores ejecutaron una campaña de medidas de ReMi en 25 emplazamientos en la isla. Estos emplazamientos se escogieron de acuerdo a su cercanía a estaciones acelerométricas, estaciones de registro de velocidad, estaciones de GPS, afloramientos de máxima amplificación y núcleos urbanos. En la Figura 3 se muestra la situación de los emplazamientos.

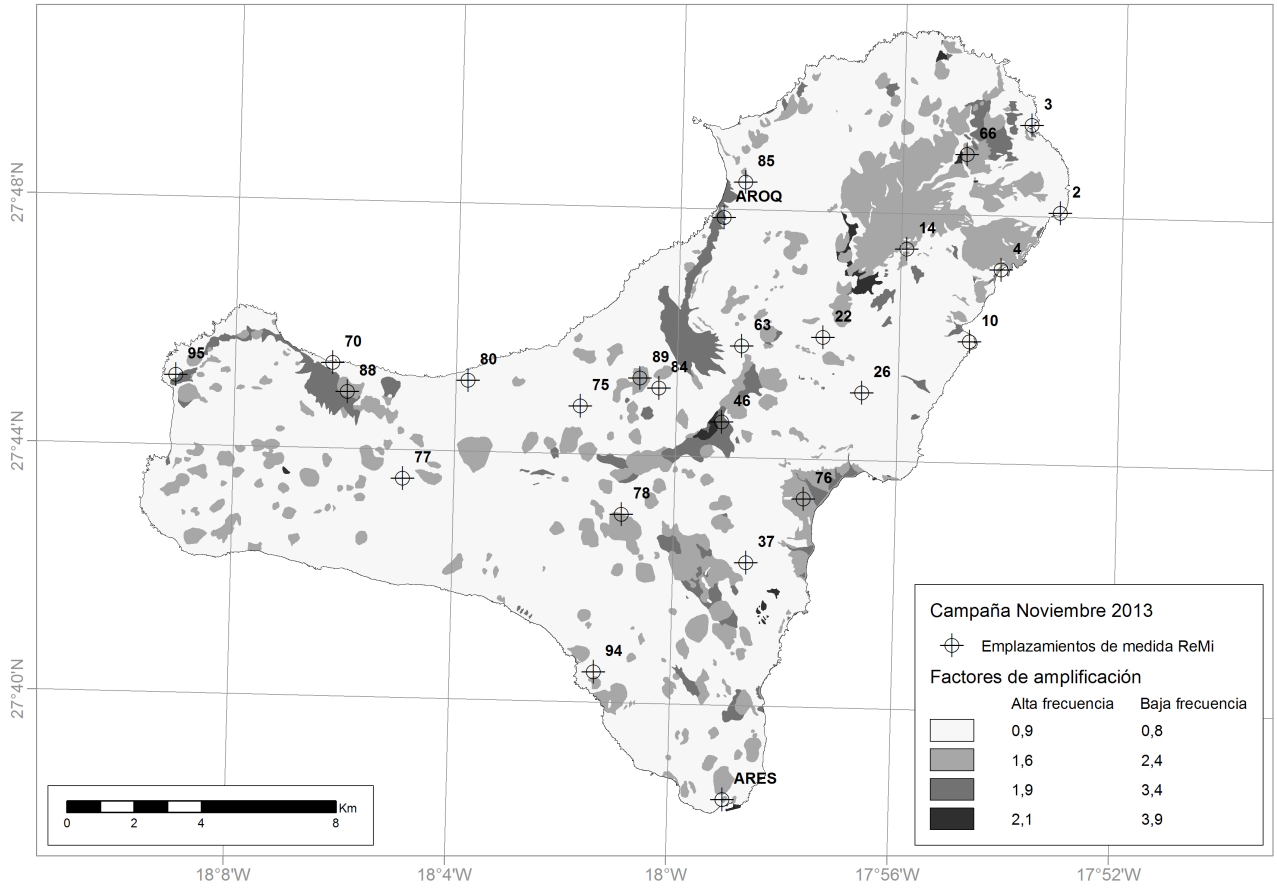


Figura 3* - Mapa de amplificación de El Hierro y situación de los emplazamientos donde se realizaron medidas ReMi en noviembre de 2013. *(Site amplfication map of El Hierro island and location of the sites where ReMi measurements were carried out in November 2013.)

Para alcanzar profundidades que permitan obtener Vs30 con garantía, se han utilizado dos líneas de 12 geófonos de 4,5 Hz y componente vertical. Estos sensores se han dispuesto de forma que estuvieran equiespaciados 3 m, resultando una longitud del dispositivo de 69 m. Asimismo, se ha contado con un equipo de sísmica de refracción DAQlink III de Seismic Source, propiedad del IGN, con digitalizador de 24 canales y 24 bits de resolución.

En cada emplazamiento se han generado ondas superficiales de forma artificial en un extremo del dispositivo. Con este fin, un ayudante ha golpeado fuertemente con una maza una placa metálica dispuesta sobre el terreno, a 4 m del extremo, y el golpeo ha tenido lugar a intervalos de 2 s aproximadamente. Se han tomado 10 ventanas de registro de 30 s de duración. En 2 ventanas se ha registrado sólo el ruido ambiente, y en las 8 restantes el ruido y las ondas superficiales generadas.

En las Figura 4 y 5 se muestra el resultado del proceso de datos llevado a cabo en un emplazamiento en particular, el número 78, correspondiente a la estación de registro de velocidad CMCL. En la Figura 4 se observa el diagrama resultado de la suma de las transformadas p-f para las 10 ventanas de registro, y los picados experimentales de la envolvente de menor velocidad aparente de fase, que constituyen la curva de dispersión.

En la Figura 5 aparecen los picados experimentales, convenientemente transformados al espacio velocidad-periodo, y la curva de dispersión teórica que se ha obtenido a partir del modelo de Vs. Este modelo se ha definido tras sucesivas iteraciones en las

que se comparaban las observaciones realizadas con la curva de dispersión teórica, hasta obtener un error cuadrático medio (error RMS) de 16 m/s. A partir del modelo de Vs se ha obtenido el valor de Vs30 para el emplazamiento.

Para cada uno de los 25 emplazamientos estudiados en El Hierro se ha llevado a cabo este procesado de datos. Un resumen de los resultados se muestra en la Tabla 2, que presenta el valor Vs30 para cada emplazamiento y el error RMS obtenido en la comparación entre las observaciones de dispersión y la correspondiente curva de dispersión teórica.

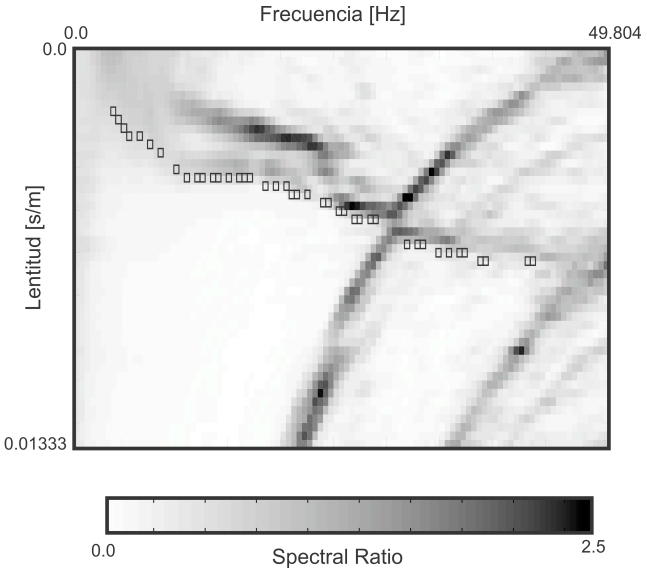


Figura 4* - Suma de las transformadas p-f para 10 ventanas de registro de 30 s en el emplazamiento nº 78 de El Hierro. Los cuadrados representan los picados de la envolvente de menor velocidad aparente de fase.** ***(Summed p-f transformation of 10 30-s records at site no. 78 in El Hierro island. The squares symbolize picks along the lowest-velocity envelope.)

4. MODELOS DE ATENUACIÓN DE LA LITOSFERA REGIONAL

En una tercera aproximación al cálculo de la aceleración sintética, se seleccionará un algoritmo de simulación estocástica de acelerogramas sintéticos, considerando una fuente sísmica extensa. En estas simulaciones es necesario el conocimiento profundo de la atenuación litosférica regional, tanto geométrica como anelástica.

Con objeto de abordar la modelización de la atenuación litosférica en Canarias, se ha realizado un estudio preliminar de la atenuación anelástica en la región. Para ello se ha estimado el valor del factor de calidad Q a partir de las ondas de coda, siguiendo el procedimiento descrito por Havskov et al. (1989). Según estos autores, Q se calcula a partir de la ecuación:

$$\ln\left[A(f,t)+\beta\ln t\right]=\ln A_0-\pi f\kappa-\frac{f\pi}{Q(f)}t \qquad (1)$$

donde A es la amplitud de la onda de coda para una frecuencia de filtrado f y un tiempo t dados, β la atenuación geométrica, A_0 la amplitud inicial de la onda en la fuente sísmica y κ un valor estimativo de la atenuación media a lo largo del camino entre la fuente sísmica y el observador. El primer término de la ecuación representa la envolvente de la amplitud de la onda de coda, que depende del tiempo. Por tanto, el método busca determinar completamente la pendiente $f\pi/Q(f)$, obteniendo Q en función de la frecuencia.

Se ha realizado una explotación del catálogo sísmico del IGN con el fin de extraer los eventos de magnitud mayor o igual a 3,5 registrados en el archipiélago canario. De esta forma, se han obtenido 201 terremotos, sucedidos entre mayo de 2003 y agosto de 2013.

En el sismograma de cada evento se ha delimitado una ventana de tiempo de al menos 15 s para la onda de coda, utilizando el tiempo de viaje de la onda S. Siguiendo a Havskov et al. (1989), se ha tomado β=1 al trabajar con ondas de cuerpo S, y se han seleccionado unas frecuencias de filtrado de 1,5, 3, 5, 7 y 9 Hz. A continuación, se ha aplicado la metodología expuesta mediante el programa CODAQ, implementado en el programa SEISAN (Ottemöller et al., 2013). Como resultado, se han determinado los valores de Q para cada frecuencia (Tabla 3).

El programa CODAQ también permite obtener Q en función de la frecuencia según la expresión:

$$Q = Q_0 f^{\nu} \qquad (2)$$

En este caso, se ha obtenido Q_0 con un valor ν de 0,75 (Tabla 3). Adicionalmente, se ha calculado Q_0 fijando el valor ν en 0,57, que es el resultado obtenido por Canas et al. (1998) en su trabajo sobre la atenuación anelástica en Canarias.

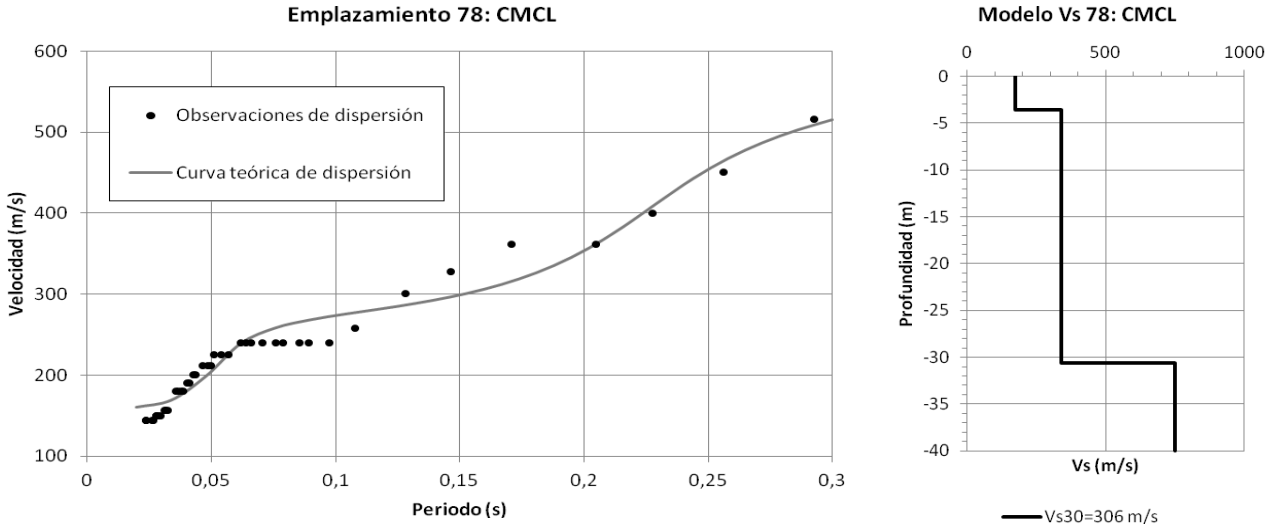


Figura 5* - Observaciones de dispersión realizadas en el emplazamiento nº 78 de El Hierro y curva de dispersión teórica obtenida a partir del modelo de velocidad Vs. El valor Vs30 es de 306 m/s, correspondiente a una clase de emplazamiento 4 (suelos duros).** ***(Dispersion records obtained at site no. 78 in El Hierro island, and theoretical dispersion curve obtained from the Vs model. The Vs30 value is 306 m/s, which corresponds to a site class 4 (stiff soils).

Tabla 2* - Valores de Vs30 obtenidos en los emplazamientos de El Hierro y error cuadrático medio (RMS) resultado de la comparación entre las observaciones de dispersión y la correspondiente curva de dispersión teórica. *(Vs30 values obtained in the sites of El Hierro island and root mean square (RMS) error computed as a result of the comparison between the dispersion records and the corresponding theoretical dispersion curve.)

Emplazamiento	Latitud (º)	Longitud (º)	Altitud (m)	Vs30 (m/s)	RMS (m/s)
2	27,8012	17,8854	57	789	16
3	27,8245	17,8946	40	431	15
4	27,7855	17,9028	44	417	15
10	27,7660	17,9119	58	764	18
14	27,7906	17,9315	936	408	14
22	27,7663	17,9562	1084	508	28
26	27,7516	17,9441	885	412	14
37	27,7053	17,9778	846	411	9
46	27,7429	17,9862	1353	350	7
63	27,7635	17,9806	1284	315	11
66	27,8163	17,9139	630	564	10
70	27,7564	18,1038	52	449	10
75	27,7463	18,0289	513	321	15
76	27,7228	17,9609	164	431	16
77	27,7258	18,0819	1281	300	11
78	27,7174	18,0157	1199	306	16
80	27,7525	18,0629	216	350	16
84	27,7517	18,0052	420	367	15
85	27,8075	17,9806	691	324	11
88	27,7487	18,0992	318	308	10
89	27,7542	18,0110	287	473	10
94	27,6750	18,0229	197	326	11
95	27,7521	18,1511	80	507	12
ARES	27,6416	17,9832	77	389	13
AROQ	27,7979	17,9869	147	340	10

Canas et al. (1998) obtuvieron valores de Q^{-1} en Canarias a partir de la estimación del ratio de decaimiento de la amplitud de las ondas de coda con la distancia hipocentral y el tiempo, basándose en la aproximación de dispersión simple de Aki y Chouet (1975).

Utilizando los sismogramas de terremotos con distancias hipocentrales comprendidas entre 0 y 140 km, Canas et al. (1998) calcularon valores de Q^{-1} 10^{-3} para las frecuencias de filtrado 1,5, 3, 5, 7 y 9 Hz. En términos de Q, los resultados se exponen en la Tabla 4. Por medio de la relación $Q^{-1}(f) = Q_0^{-1} f^{-v}$, los autores también calcularon un valor de Q_0^{-1} con una v de 0,57, y que se muestra en la Tabla 4 en términos de Q_0.

Como se observa en la Tabla 4, los valores de Q calculados en este trabajo para las distintas frecuencias de filtrado son del orden de los publicados por Canas et al. (1998), con una diferencia comprendida entre 28 y 63 unidades. En cuanto a Q_0, se observa que para la misma v, el valor calculado (83) es inferior al que Canas et al. (1998) han determinado (104).

Los resultados obtenidos para Q en Canarias deben mejorarse con objeto de disminuir los errores aparejados. Posteriormente, se deberá abordar la regionalización de Q en el espacio y el tiempo. Por una parte, se calcularán valores de Q en cada estación de registro de velocidad y en cada isla, para buscar una correlación con las unidades geológicas aflorantes en el territorio, y también con los resultados de trabajos previos de regionalización de Q en Canarias (Canas et al., 1995). Asimismo, se llevará a cabo un estudio de la variación temporal de Q, con el fin de estudiar la posible influencia de los procesos eruptivos acontecidos en el archipiélago en los cambios en el valor de Q.

Tabla 3* - Resultados de Q en función de la frecuencia para Canarias. *(Result values of Q depending on frequency for the Canary Islands.)

Q

f (Hz)	Q	Desviación estándar
1,5	95	39
3	161	48
5	196	55
7	250	67
9	337	89

$Q=Q_0 f^{v}$

v	Q_0	Desviación estándar
0,65	74	8
0,57	83	8

Tabla 4* - Comparación de los valores de Q calculados en este trabajo (Tabla 3) y los resultados obtenidos por Canas et al. (1998) con terremotos de distancias hipocentrales comprendidas entre 0 y 140 km. *(Comparison of the Q values calculated in this work (Table 3) and the results obtained by Canas et al. (1998) from earthquakes with hypocentral distances ranging from 0 to 140 km.)

Q

f (Hz)	Q (Trabajo)	Q (Canas et al., 1998)
1,5	95	139
3	161	189
5	196	238
7	250	312
9	337	400

$Q=Q_0 f^{v}$

v	Q_0 (Trabajo)	Q_0 (Canas et al., 1998)
0,57	83	104

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha presentado una metodología para generar mapas de aceleraciones sintéticas y de isosistas sintéticas de una forma rápida ante la ocurrencia de un terremoto. Con este fin, se propone integrar en un Sistema de Información Geográfica el mapa de amplificación sísmica de la Península Ibérica, las Islas Baleares y las Islas Canarias, así como curvas de amplificación sísmica en función de la frecuencia en determinados emplazamientos. Además, el sistema debe incorporar una ley de atenuación y un

algoritmo de simulación estocástica de acelerogramas sintéticos, calibrado en los emplazamientos.

El mapa de amplificación en la Península Ibérica y las Islas Baleares se ha producido a partir de la cartografía geológica oficial a escala 1:1.000.000 (IGME, 1994), y el mapa de amplificación de las Islas Canarias tomando como base la cartografía a escala 1:50.000 (IGME, 2012). La validez de ambos mapas de amplificación está limitada a estudios de escala igual o inferior, en cuyo caso sería necesario recurrir a procesos de síntesis cartográfica para obtener una estimación de la amplificación sísmica del terreno. En el caso de trabajar a escalas superiores, es necesario estimar el modelo de Vs en los primeros 30 m de profundidad por medio de técnicas de prospección geofísica en campo, y a partir de este parámetro obtener la amplificación.

Las recientes crisis sísmicas ocurridas en la isla de El Hierro entre 2011 y 2013 han permitido al IGN registrar 200 acelerogramas por medio de la red de estaciones acelerométricas dispuestas en la isla. Dada esta gran cantidad de datos, los autores han considerado la conveniencia de estudiar la amplificación del terreno en detalle, a partir de medidas de la distribución de Vs en profundidad por medio del método ReMi. En noviembre de 2013 se ejecutó una campaña de medidas de ReMi en 25 emplazamientos repartidos por toda la isla, que ha permitido calcular en cada uno el modelo de Vs en los primeros 30 m de profundidad, y el correspondiente valor de Vs30.

Para completar el estudio de la amplificación sísmica en El Hierro deben obtenerse las curvas de amplificación en función de la frecuencia para los emplazamientos muestreados, en base a los modelos de Vs en los primeros 30 m de profundidad ya obtenidos. Una vez obtenida cada curva de amplificación, será preciso comprobar la coincidencia de la frecuencia correspondiente al máximo de amplificación con la frecuencia fundamental para el emplazamiento.

Para poder utilizar un algoritmo de simulación estocástica de acelerogramas sintéticos en Canarias, se ha trabajado en la definición de un modelo de atenuación anelástica de la litosfera en la región. Utilizando el método de Havskov et al. (1989), se han obtenido valores del factor de calidad Q para 5 frecuencias de filtrado,presentando una alta dispersión. Al comparar estos resultados con los valores de Q que se desprenden del trabajo de Canas et al. (1998), se observa que son del mismo orden y por tanto perfectamente comparables.

Para proseguir la modelización de la atenuación anelástica en Canarias, los resultados obtenidos para Q deben ser regionalizados tanto por estaciones como por islas. Posteriormente, esta regionalización podrá ser correlacionada con las unidades geológicas aflorantes y con la regionalización de Canas et al. (1995). Asimismo, se estudiará la variación temporal de Q y su relación con el desarrollo de los procesos eruptivos que han tenido lugar en el archipiélago. Finalmente, el modelo de atenuación de la litosfera en Canarias deberá completarse con un estudio de la atenuación geométrica en la región.

6. REFERENCIAS

Aki, K. and B. Chouet (1975): "Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects". J. Geophys. Res., **80**, 3322-3342.

Borcherdt, R. (1994): "Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification)". Earthq. Spectra, **10**, 4, 617-653.

Building Seismic Safety Council (1997): "NEHRP Recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures. 1997 Edition. Part 1: Provisions (FEMA 302) ". Building Seismic Safety Council, Washington, D.C.

Building Seismic Safety Council (2003): "NEHRP Recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures (FEMA 450). 2003 Edition. Part 1: Provisions". Building Seismic Safety Council, Washington, D.C.

Canas, J.A., L.G. Pujades, M.J. Blanco, V. Soler and J.C. Carracedo (1995): "Coda-Q distribution in the Canary Islands". Tectonophysics, **246**, 245-261.

Canas, J.A., Ugalde, A., Pujades, L.G., Carracedo, J.C., Soler, V. and M.J. Blanco (1998): "Intrinsic and scattering seismic wave attenuation in the Canary Islands". J. Geophys. Res., **103**, B7, 15037-15050.

Castellaro, S., F. Mulargia, F. and Rossi, P.M. (2008): "VS30: Proxy for seismic amplification? " Seism. Res. Lett., **79**, 4, 540-543.

Havskov, J., Malone, S., McClurg, D. and R. Crosson (1989): "Coda Q for the state of Washington". Bull. Seism. Soc. Am., **79**, 1024-1038.

Instituto Geológico y Minero de España (1994): "Mapa Geológico de España a Escala 1:1.000.000". CD, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Instituto Geológico y Minero de España (2012): "Cartografía Geológica Continua GEODE (Islas Canarias)". CD, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

International Council of Building Officials (1997): "Uniform building code". International Council of Building Officials, Whittier.

Louie, J.N. (2001): "Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays". Bull. Seism. Soc. Am., **91**, 2, 347-364.

Mucciarelli, M. and R.M. Gallipolli (2006): "Comparison between Vs30 and other estimates of site amplification in Italy". First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology. Geneva (Switzerland), 3-8 September 2006. Paper no. 270.

Núñez, A., Rueda, J. and J. Mezcua (2013): "A site amplification factor map of the Iberian Peninsula and the Balearic Islands"**.** Nat. Hazards, **65**, 461-476.

Ottemöller, L., Voss, P. and J. Havskov (2013): "SEISAN earthquake analysis software for WINDOWS, SOLARIS, LINUX and MACOSX". Version 10.0. http://seisan.info/. Accesed on 3rd July 2013.

Thorson, J.R. and J.F. Claerbout (1985): "Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion". Geophysics **50**, 2727-2741.

Wald, D.J., V. Quitoriano, T.H. Heaton, H. Kanamori, C.W. Scrivner and C.B. Worden (1999): "TriNet 'ShakeMaps': Rapid generation of peak ground motion and intensity maps for earthquakes in Southern California". Earthq. Spectra, **15**, 3, 537-555.

Wald, L.A. and J. Mori (2000): "Evaluation of methods for estimating linear site-response amplification in the Los Angeles region". Bull. Seism. Soc. Am., **90**, 6B, S32-S42.

Serie sísmica de Torreperogil-Sabiote (Jaén, Cuenca alta del Guadalquivir). Características y datos de campo

The Torreperogil-Sabiote (Jaén, eastern Guadalquivir Basin) seismic series. Characteristics and field data

José A. Peláez[(1,2)], Francisco J. García Tortosa[(2,3)], Mario Sánchez Gómez[(2,3)], Fernando Pérez Valera[(2)], Carlos Sanz de Galdeano[(4)], Jesús Henares[(5)] & Mohamed Hamdache[(6)]

[(1)]Dpto. de Física, Universidad de Jaén, Jaén, España
[(2)]Centro de Estudios Avanzados de Ciencias de la Tierra, Universidad de Jaén, España
[(3)]Dpto. de Geología, Universidad de Jaén, Jaén, España
[(4)]Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-Universidad de Granada, España
[(5)]Universidad Internacional de la Rioja, Logroño, España
[(6)]CRAAG, Argel, Argelia

SUMMARY

Since October 2012 to now, more than 2200 low magnitude earthquakes have been located in the vicinity of the towns of Torreperogil and Sabiote, in Jaén, in the easternmost part of the Guadalquivir Basin, an area considered of low seismic hazard. Specific tectonic studies in the region are barely available due to scarce deformation of the Mesozoic and Cenozoic cover. However, the re-interpretation of former seismic reflection profiles reveals blind faults in the Variscan basement.

The released energy by the sequence is equivalent to a m_{bLg} 4.4 earthquake, being the biggest event a m_{bLg} 3.9 (M_W 3.7) earthquake, on 5th February 2013. Earthquakes were located in the upper crust, mostly with depths ranging between 2 and 5 km, below the Mesozoic cover.

In this work we show the characteristics of this seismic series, including the relocation for earthquakes with magnitude above m_{bLg} 1.5 using the well-known HypoDD code, as well as a statistical analysis (b and fractal dimensions) of the sequence. Moreover, the detailed survey carried out in the epicentral area, has verified the existence in the surface of some fault zones. Here we present their features, a tectonic fabric with lateral sense of shearing, although it is also possible to observe dip-slip movements. Their strike and kinematics are in agreement with one of the fault planes for the different computed focal mechanisms.

1. INTRODUCCIÓN. CARACTERÍSTICAS DE LA SERIE SÍSMICA

Desde el día 20 de octubre de 2012 más de 2200 terremotos de baja magnitud han sido localizados en el entorno de las poblaciones de Torreperogil y Sabiote, en el extremo oriental de la Cuenca del Guadalquivir (figura 1), una zona catalogada como de baja peligrosidad sísmica (Peláez and López Casado, 2002; NCSR, 2002), esto es, con valores de aceleración horizontal del suelo esperados para un período de retorno de 475 años inferiores a 0.08g, y que tampoco había destacado por su sismicidad (Sanz de Galdeano y Peláez, 2011).

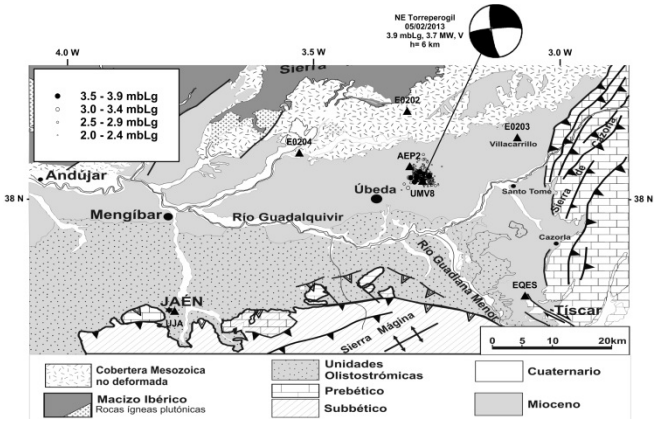


Figura 1. **Marco geológico de la serie sísmica. Mecanismo focal calculado por el IGN (*Geological frame of the seismic series. Focal mechanism computed by the IGN*).**

La serie, en su conjunto, ha liberado la energía equivalente a un terremoto de magnitud 4.4 m_{bLg}, siendo 3.9 m_{bLg} (3.7 M_W) la máxima magnitud registrada para un terremoto acecido el 05/02/2013, al único que ha sido posible calcularle el mecanismo focal (figura 1). Debido a la poca profundidad de los eventos y al hecho de que el centroide de la serie se encuentra a sólo unos 2-3 km al NE de Torreperogil, más de 200 terremotos han sido sentidos en esta población.

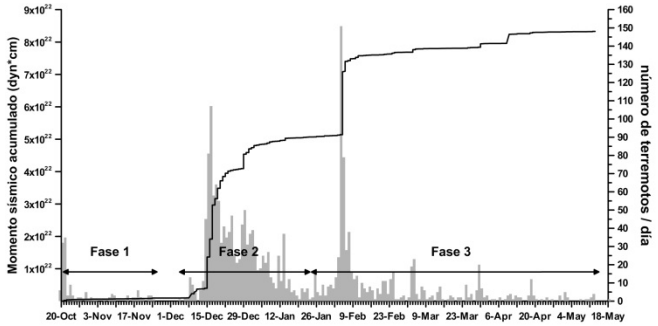


Figura 2. **Número de terremotos diarios y momento sísmico acumulado (*Number of earthquakes by day and acumulated seismic moment*).**

La serie sísmica ha presentado ciertas peculiaridades que la diferencian de otras series conocidas y estudiadas en el entorno de la Cordillera Bética. Por un lado, el número de terremotos es muy superior al de otras, y por otro, el hecho de que puede considerarse la concatenación de diferentes fases o sub-series sísmicas, relacionadas entre sí, de tal forma que se observan varias fases claramente distinguibles, cada una con unas características diferenciadas. Estas sub-series responden a un típico patrón: rápido aumento en el tiempo del número de terremotos y de la magnitud de éstos, seguido de, unas veces rápido y otras paulatino, descenso de ambas variables, interrumpido en ciertas ocasiones por eventos de magnitud algo superior, formando dientes de sierra.

Esta serie no es la única que se ha producido en los últimos años en el curso alto del Guadalquivir. Recientemente se han sucedido las de Arquillos de 2010-2011 y la de Baeza de 2011 (Peláez *et al*., 2012). Existe además registro de terremotos de magnitud entre baja y moderada ocurridos en el período instrumental, como el terremoto de Linares de 10/03/1951 (*v.g.*, Udías *et al.*, 2005), y de terremotos destructivos en el período histórico, como el de Andújar de 1170 (Peláez *et al.*, 2013). Esta actividad sísmica, junto a determinados rasgos geomorfológicos de la región, permiten considerar a la misma tectónica y sísmicamente activa (Sanz de Galdeano y Peláez, 2011).

Se ha llevado a cabo una relocalización de la serie sísmica mediante el conocido software HypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000; Waldhauser, 2001) utilizando las lecturas de fases proporcionadas por el IGN. Inicialmente se han seleccionado los terremotos con magnitud igual o superior a 1.5 m_{bLg} registrados en al menos 10 estaciones. Con el fin de reducir los errores de las relocalizaciones se decidió trabajar sólo con los tiempos de la fase P, seleccionando además aquellas diferencias entre pares de terremotos que tenían un mínimo de 12 observaciones y la distancia entre pares de eventos y estaciones sísmicas era inferior a los 200 km.

El número final de terremotos relocalizados ha sido de 559, habiéndose obtenido errores en la mayor parte de los casos inferiores a 100 m. El resultado puede observarse en la figura 3.

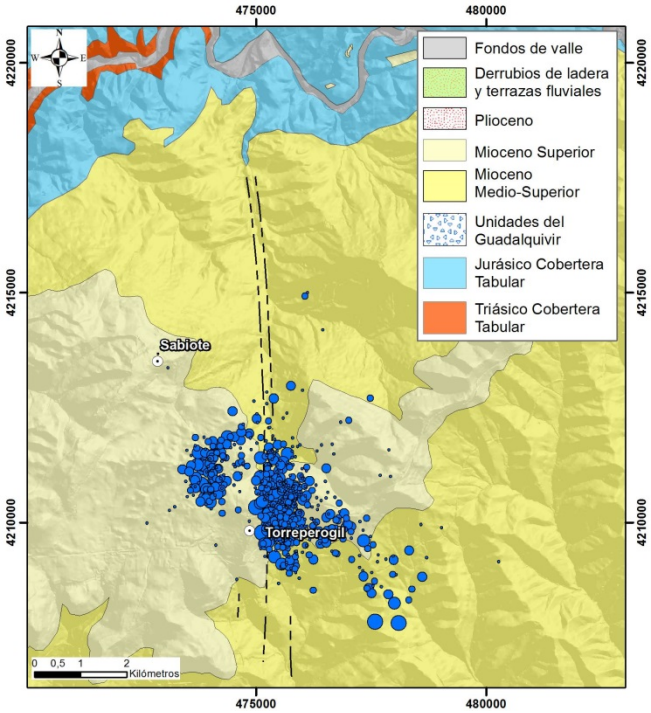


***Figura 3*. Relocalización de la serie sísmica mediante HypoDD (*Relocation of the seismic series using HypoDD*).**

Se observan dos claros agrupamientos, uno más numeroso justo al E de Torreperogil (lo llamaremos agrupamiento 1), otro al W, entre Torreperogil y Sabiote (agrupamiento 2), y una sismicidad dispersa al sureste del primero (agrupamiento 3).

La sismicidad que se genera durante la primera fase de la serie (figura 2) se concentra totalmente en el agrupamiento 1. El valor del parámetro *b* (m_{min} = 1.3) de esta fase es de 1.84 (σ = 0.10), un valor extremadamente alto para lo que es usual en este tipo de series sísmicas. El valor de la dimensión fractal D_2 de la distribución espacial de los epicentros de esta fase, calculada a partir de la dimensión de correlación (Grassberger and Procaccia, 1983), y ésta a partir de la integral de correlación, toma el valor de 1.48 (σ = 0.05), utilizando el intervalo de distancias entre eventos 1.4-2.0 km. Se ha de tener encuenta que a la hora de calcular el valor de la dimensión fractal sólo se han utilizado los terremotos relocalizados con HypoDD, mientras que para el cálculo del parámetro *b* se han utilizado todos los terremotos localizados por el IGN.

La sismicidad que se genera durante la segunda fase de la serie (figura 2) se concentra también de forma exclusiva en el agrupamiento 1. En este caso, el valor del parámetro *b* (m_{min} = 1.3) es de 1.03 (σ = 0.03), un valor típico para este tipo de series. Para esta fase 2, el parámetro D_2 toma el valor 2.40 (σ = 0.01), utilizando el intervalo de distancias entre eventos 0.4-1.0 km.

El final de la fase 2 y comienzo de la fase 3 coincide con la aparición de la sismicidad en el agrupamiento 2, entre Torreperogil y Sabiote, aunque no dejan de producirse terremotos en el agrupamiento 1. El valor del parámetro *b* (m_{min} = 1.3) en esta fase 3 es de 1.02 (σ = 0.02), y el valor de D_2 de 1.72 (σ = 0.04), utilizando para ello el intervalo de distancias entre eventos 0.6-1.2 km.

Finalmente, la sismicidad residual de los últimos meses de la serie, lo que podríamos considerar la *coda* de la fase 3, se concentra casi por igual en todos los agrupamientos observados (1, 2 y 3). El agrupamiento 3 ya se activa durante la fase 3, aunque con un menor número de terremotos. Para estos terremotos, el valor del parámetro *b* (m_{min} = 1.3) es de 0.89 (σ = 0.02), un valor algo menor, aunque no atípico, para este tipo de series sísmicas.

Considerando la serie en su conjunto, el valor obtenido para D_2 es de 2.10 (σ = 0.02), utilizando el intervalo de distancias entre eventos 0.7-2.1 km, un valor intermedio a los obtenidos para cada una de las tres fases consideradas (1.48, 2.40 y 1.72, respectivamente). Si calculamos la dimensión fractal, no para los eventos incluidos en cada fase, sino a los incluidos en cada agrupamiento, obtenemos los valores 2.39 (σ = 0.02), 2.47 (σ = 0.01) y 2.45 (σ = 0.02) para los agrupamientos 1, 2 y 3, respectivamente. Se observa que los valores son muy parecidos, con lo que se puede concluir que los tres conjuntos de datos rellenan de forma muy parecida el espacio.

Tras las relocalizaciones llevadas a cabo, se observan valores de profundidad de los eventos principalmente en el rango entre 2 y 5 km, aunque estos valores son fuertemente dependientes del modelo de velocidades considerado; en nuestro caso, el modelo de velocidades utilizado por el IGN en el cálculo hipocentral para la península (*v.g.*, Carreño y Valero Zornoza, 2011). En profundidad, se observa un buzamiento de la sismicidad, mucho más definido en el agrupamiento 2, hacia el W.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

El área donde se ha desarrollado la serie sísmica se sitúa en la parte nororiental de la Cuenca del Guadalquivir (figuras 1 y 3). La Cuenca del Guadalquivir es una depresión alargada en dirección ENE-OSO, formada principalmente por sedimentos marinos terciarios, que se originó como cuenca de antepaís entre el Macizo Ibérico y el Frente de la Cordillera Bética. Su borde septentrional está definido por un contacto aproximadamente E-O, entre los materiales paleozoicos del Macizo Ibérico más los mesozoicos de la cobertera tabular de la Meseta y, los sedimentos terciarios marinos que rellenan la cuenca. El borde meridional, más irregular, está constituido por el frente de cabalgamiento Bético.

En la vertical de Torreperogil-Sabiote los sedimentos terciarios de la cuenca, fundamentalmente margas y limos con intercalaciones de areniscas, afloran casi horizontales, aparentemente apenas deformados y con un espesor máximo del orden de 500 m. Por debajo de ellos se encuentra la cobertera tabular de la Meseta, constituida por sedimentos del Trías, cuyo espesor es del orden de 150 m. Encima aparecen sedimentos carbonatados del Jurásico, con un espesor máximo de unos 100 m en esta área. Bajo la cobertera tabular se encuentra el basamento paleozoico. Dado que el espesor de la cobertera tabular más el relleno sedimentario terciario es inferior a 1 km, los terremotos se sitúan en dicho basamento, constituido por rocas metapelíticas e intrusiones graníticas.

Desde el punto de vista tectónico apenas existen trabajos específicos en la región, a lo que ha contribuido claramente la

aparentemente escasa deformación de los materiales terciarios. No obstante, algunos trabajos de carácter hidrogeológico, el estudio de algunos perfiles sísmicos comerciales, y campañas geofísicas realizadas en la zona (Rey et al., 1995, 1998; Motis y Martínez del Olmo, 2012), han puesto de manifiesto la existencia de fallas normales en el basamento paleozoico que afectan a la cobertera tabular y al relleno terciario, sin llegar, aparentemente en los perfiles, a la superficie topográfica, lo que implicaría que no serían activas, o si lo fueran, serían fallas ciegas (figura 4).

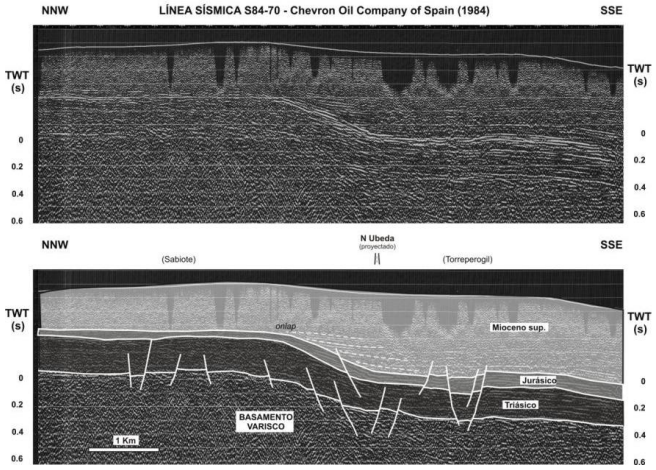


***Figura 4*. Reinterpretación del perfil sísmico S84-70 realizado por Chevron Oil Company (*Re-interpretation of the S84-70 seismic profile carried out by Chevron Oil Company*).**

La zona epicentral se sitúa próxima al margen Norte de la cuenca, poco deformado, mientras que el margen Sur se muestra muy deformado, afectado por fallas y pliegues, cuyo alcance hacia el Norte y bajo los sedimentos terciarios es discutido. En cualquier caso, los cabalgamientos han progresado en profundidad algunos kilómetros más al Norte que el actual frente montañoso (figuras 1 y 3), marcado por las sierras subbéticas y prebéticas, considerándose a éstos, bien como cabalgamientos antiguos cubiertos por sedimentos más recientes, bien como cabalgamientos ciegos sin expresión en la superficie (Ruano et al., 2004; Motis y Martínez del Olmo, 2012). No obstante, existen deformaciones importantes por fallas en superficie (Pérez Valera et al., 2011; Sanz de Galdeano et al., 2013), situadas generalmente al Sur del actual cauce del río Guadalquivir. Algunas de estas fallas pueden considerarse activas y relacionadas con la reactivación de estructuras previas, que participaron en la estructuración del Frente de Cabalgamiento Bético (Sánchez Gómez y Torcal, 2002; Sánchez Gómez et al., 2008; García Tortosa et al., 2008; Sanz de Galdeano et al., 2013).

En el margen Norte, las únicas estructuras conocidas hasta el momento eran, como se indicó anteriormente, las observadas en perfiles símicos comerciales de los años 80, a los que pertenece el interpretado en la figura 4. Tan sólo hacia el Norte del sector estudiado, en el contacto con el Jurásico, viene cartografiada en la Hoja 906 del MAGNA alguna falla de dirección aproximada NE-SO (figura 2). Igualmente, existen fallas NE-SO y con otras direcciones cartografiadas en las Hojas MAGNA del sector, que afectan al basamento y a la cobertera tabular, todas ellas interpretadas con movimiento normal. En el perfil sísmico de la figura 4 (denominado S84-70), el más próximo a Torreperogil, se aprecia un antiforme monoclinal de orientación supuesta E-O, que en detalle parece corresponder a una secuencia de horst y graben que descienden de forma general hacia el Sur el techo de la cobertera tabular mediante fallas normales (figura 3) (Heredia y González Ramón, 2008; Motis y Martínez del Olmo, 2012). En cambio se reconocen reflectores del Mioceno superior como sub-horizontales, produciendo un onlap, lo que indicaría que estas fallas o pliegues son inactivos desde este periodo. Interpretaciones recientes sugieren que las fallas son activas, pero que no rompen la parte superior de la secuencia, sino que la deformación se acomoda en los sedimentos Miocenos, más plásticos, dando lugar a fallas ciegas (Roldán *et al*., 2013).

3. NUEVOS DATOS DE CAMPO Y ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

Tras una pormenorizada exploración del entorno de Torreperogil-Sabiote, hemos constatado la existencia de varias zonas de falla. La más importante presenta una dirección aproximada N-S, cuya expresión topográfica puede continuarse varios kilómetros desde el NE de Sabiote hasta el Sur de Torreperogil (figura 5). En la zona de falla principal se ha observado una fábrica tectónica con una dirección y buzamiento promedio N163º/74ºE, con componente principal de desgarre sinistrorso, aunque también son frecuentes estrías que implican movimientos locales en buzamiento. Afloramientos con evidencias de deformación próximos a la traza considerada principal, pero no completamente alineados, parecen indicar que la zona de falla es muy amplia o formada por un sistema de fallas ramificado. No obstante, se han observado al Sur de Torreperogil zonas de falla con fábricas de características texturales similares a la observada en la traza principal, pero con una dirección N070º (figura 5). Estas otras zonas de falla presentan buzamientos desde verticales hasta 60º S. Ambas zonas de falla afectan a materiales post-Mioceno, llegando a involucrar a paleosuelos probablemente cuaternarios.

Un análisis estructural detallado de la zona de falla en sus principales afloramientos ha permitido determinar los paleoesfuerzos mediante el método de Galindo Zaldívar y González Lodeiro (1988). Se han obtenido, en los sedimentos miocenos fundamentalmente, más de 100 medidas de planos de falla con estrías con sentido de movimiento conocido, agrupadas en cuatro estaciones. Los resultados muestran un σ_1 casi vertical predominante, y uno menos marcado casi horizontal, de dirección aproximada N-S (se intercambian las posiciones de σ_1 y σ_2), mientras que es constante la posición de σ3, que muestra una extensión en la dirección ENE-OSO.

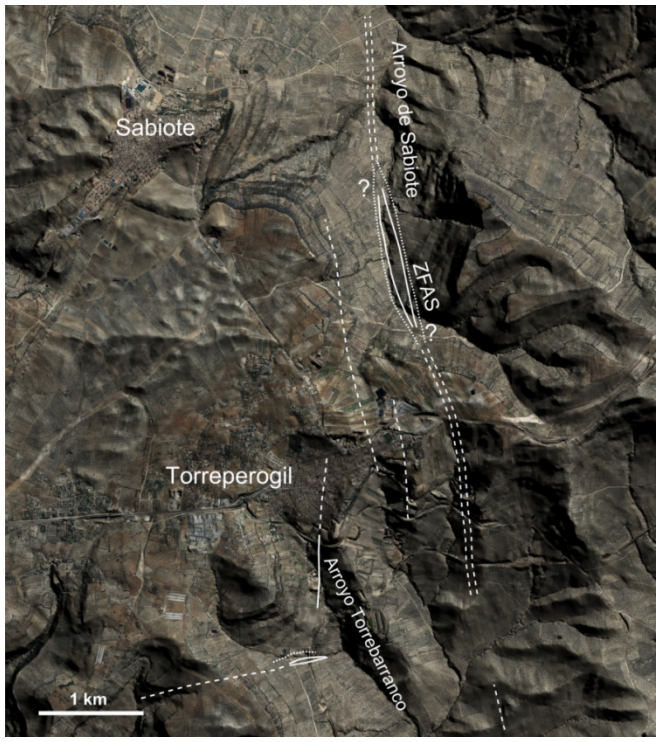


***Figura 5*. Zona de falla de Torreperogil-Sabiote (Torreperogil-Sabiote fault zone).**

4. GEOMORFOLOGíA

Desde el punto de vista geomorfológico, la superficie sobre la que se encuentran las poblaciones de Torreperogil y Sabiote se

corresponde con un relieve estructural sub-horizontal, ligeramente inclinado hacia el Oeste, de modo que puede considerarse como un relieve en mesa. Este relieve estructural tiene una forma estrecha y alargada en la dirección ENE-OSO. En detalle, esta superficie se encuentra escalonada y ligeramente basculada en varios sectores, entre ellos en la zona de falla (figura 6) y al SE de Canena, de modo que el ligero basculamiento que presenta hacia el Oeste podría estar relacionado con fallas similares a la descrita como principal en el apartado anterior (zona de falla N-S).



***Figura 6*. Perfil topográfico atravesando la zona de falla al Norte de Torreperogil (*Topographic profile crossing the fault zone to the North of Torreperogil*).**

Tanto al Norte como al Sur del relieve estructural, la red fluvial se encuentra fuertemente encajada, con desniveles que superan los 350 m entre la parte superior del relieve estructural y los *talweg* de los ríos que drenan ambas laderas. La "Loma" que configura este relieve hace de divisoria de aguas entre los dos ríos más importantes del sector, el Guadalquivir al Sur y el Guadalimar al Norte, que es a su vez, aguas abajo, afluente del Guadalquivir. Cabe destacar que, el sector donde la divisoria de aguas es más estrecha, hasta el punto que han conectado los dos sistemas fluviales, coincide o es muy próximo a la zona de falla principal descrita en este trabajo.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Dada la coherencia con el mecanismo focal calculado por el IGN (figura 1), la zona de falla N-S de Torreperogil-Sabiote podría ser la responsable de buena parte de los eventos localizados en esta serie sísmica. Este mecanismo focal, es congruente con la compresión horizontal NNO-SSE obtenida del análisis de esfuerzos realizado en la zona de falla, de modo que el plano nodal N-S sería el plano de la falla, en neta concordancia con gran número de fallas menores sinistrorsas medidas en las estaciones. Sin embargo, no se trata del elipsoide principal, el cual muestra un σ_1 vertical y una extensión ENE-OSO. Ocurre aquí por tanto como en algunos otros puntos de las Béticas, en los que se intercambian las posiciones de σ_1 y σ_2, manteniéndose la extensión constante en la dirección ENE-OSO (Sanz de Galdeano *et al*., 2010).

El basculamiento observado en el relieve estructural sobre el que se ubican las poblaciones de Torreperogil, Sabiote y Úbeda entre otras, sería coherente con la actuación del sistema de esfuerzos principal.

La existencia de otras zonas de falla, entre ellas la de dirección N70ºE y buzamiento hacia el Sur, coincide con la orientación de la "Loma", y podría corresponderse con algunas de las señaladas en los perfiles sísmicos interpretados en el sector, en el que los diferentes autores han coincidido en interpretarlas como fallas normales, de modo que la "Loma" se correspondería con un *horst*. Estas fallas pueden ser a su vez el origen de muchos de los terremotos de la serie, afectando posiblemente a toda la sucesión terciaria, como puede afirmarse en la zona de falla N70ºE señalada en este trabajo.

La baja magnitud de la mayoría de los terremotos de la serie podría explicarse por la segmentación de las diferentes zonas de falla, tanto N-S como otras de dirección N70ºE, resultantes de su intersección.

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado gracias a la ayuda del CEACTierra, los proyectos de investigación CGL2011-30153-C02-02/BTE y Topo-Iberia Consolider-Ingenio (CSD2006-00041) y de los grupos de investigación RNM 325 y 370 de la Junta de Andalucía.

7. REFERENCIAS

Azcaráte Martín., JE. and J.A. Espejo Molina (1972): "Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº 906 (Úbeda)". IGME, Madrid.

Carreño, E. y J.F. Valero Zornoza (2011): "Sismicidad de la Península Ibérica en el periodo instrumental: 1985-2011". *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **19**, 289-295.

García Tortosa, F.J., C. Sanz de Galdeano, M. Sánchez Gómez y P. Alfaro (2008): "Tectónica reciente en el frente de Cabalgamiento Bético. Las deformaciones de Jimena y Bedmar (Jaén)". *Geogaceta*, **44**, 59-62.

Galindo Zaldívar, J. and F. González Lodeiro (1988): "Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern". *Annales Tectonicae*, **II**, 2, 90-97.

Grassberger, P. and I. Procaccia (1983): "Measuring the strangeness of strange attractors". *Physics D*, **9**, 189-208.

Heredia, J. y A. González Ramón (2008): "Investigación de la respuesta de acuíferos profundos a la explotación intensiva: caso del acuífero carbonatado de La Loma de Úbeda (unidad 05.23)". Memorias IGME, Madrid.

NCSR (2002): "Norma de Construcción Sismorresistente: Parte General y Edificación". *BOE*, **244**, 35898-35967.

Peláez, J.A. and C. López Casado (2002): "Seismic hazard estimate at the Iberian Peninsula". *Pure and Applied Geophysics*, **159**, 2699-2713.

Peláez, J.A., M. Hamdache, F. Pérez Valera, J. Henares, M. Sánchez Gómez and C. López Casado (2012): "Study of the April 2010-July 2011 Arquillos and May-December 2011 Baeza seismic series in the central zone of the province of Jaén (in Spanish)". *7ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. San Sebastián, España.

Peláez, J.A., J.C. Castillo, F. Gómez Cabrera, M. Sánchez Gómez, J.M. Martínez Solares and C. López Casado (2013): "A review of the 1170 Andújar (Jaén, South Spain) earthquake, including the first likely archeological evidence", *en* Earthquake research and analysis. New advances in Seismology (D'Amico, S., *ed.*), Intech, 1-20.

Perez Valera, F., M. Sánchez Gómez, L.A. Pérez Valera and A. Pérez López (2011): " Kinematics of the Northern Betic Cordillera from gypsum fabrics (South Spain): Tectonic implications". *18th Conference on Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Oviedo, España.

Rey, J., L. Redondo y R. Aguado (1995): "Relleno, durante el Tortoniense inferior, de paleocubetas en las proximidades de Úbeda (provincia de Jaén)". *Boletín Geológico y Minero*, **106**, 215-218.

Rey, J., L. Redondo y M.C. Hidalgo (1998): "Interés hidrogeológico de las dolomías liásicas de la Cobertera Tabular de la Meseta (norte de Úbeda, provincia de Jaén)". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **11**, 213-221.

Roldán García, F., E. Lupiani Moreno y L. Jerez Mir (1992): "Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº 927 (Baeza). IGME, Madrid.

Roldán, F.J., J.M. Azañón, J. Rodríguez Fernández and R.M. Mateos (2013): "Fallas ciegas de carácter transtensivo en la Cuenca del Guadalquivir. Posible origen del enjambre sísmico de Torreperogil". *Geogaceta* **54**, 83-86.

Ruano, P., J. Galindo Zaldívar and A. Jabaloy (2004): "Recent tectonic structures in a transect of the Central Betic Cordillera". *Pure and Applied Geophysics*, **161**, 541-563.

Sánchez Gómez, M. and F. Torcal (2002): "Recent tectonic activity on the south margin of the Guadalquivir basin, between Cabra y Quesada towns (provinces of Jaén and Cordoba, Spain)". *Primer Centenario del Observatorio de Cartuja. Cien años de Sismología en Granada*. Granada, España.

Sánchez Gómez, M., J.A. Peláez, F.J. García Tortosa, F. Torcal, P. Soler Núñez and M.A. Ureña Cámara (2008): "Aproximación geológica, geofísica y geomorfológica a la actividad tectónica en el valle del alto Guadalquivir". *6ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Tomar, Portugal.

Sanz de Galdeano, C., S. Shanov, J. Galindo Zaldívar, A. Radulov, and G. Nikolov (2010): " A new tectonic discontinuity in the Betic Cordillera deduced from active tectonics and seismicity in the Tabernas Basin. *Journal of Geodynamics*, 50, 57-66.

Sanz de Galdeano, C. y J.A. Peláez (2011): "Fallas activas en la Cordillera Bética. Una aproximación a partir de la información tectónica y sísmica". Editorial Universidad de Granada.

Sanz de Galdeano C., F.J. García Tortosa y J.A. Peláez (2013): "Estructura del Prebético de Jaén (sector de Bedmar). Su relación con el avance del Subbético y con fallas en el basamento". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **26**, 55-68.

Udías, A., D. Muñoz, E. Buforn, C. Sanz de Galdeano, C. del Fresno and I. Rodríguez (2005): "Reevaluation of the earthquakes of 10 March and 19 May 1951 in southern Spain". *Journal of Seismology*, **9**, 99-110.

Waldhauser, F. and W. Ellsworth (2000): "Double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward

fault, California". *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**, 1353-1368.

Waldhauser, F. (2001): "HypoDD: A computer program to compute double-difference earthquake locations". *U.S. Geological Survey Open File Report*, **90**.

Microzonificación sísmica mediante velocidades de ondas de cizalla de la ciudad de Lorca (Sureste de la Península Ibérica)

Seismic microzonation through shear-wave velocities of Lorca city (Southeast Iberian Peninsula)

Jaruselsky Pérez-Cuevas [(1)]; Pedro Martínez-Pagán [(1)]; Manuel Navarro [(2,3)]; Francisco J. Alcalá [(4)]; Antonio García-Jerez [(3)]; Senén Sandoval-Castaño [(5)]

[(1)] Departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica, Universidad Politécnica de Cartagena, 30203 Cartagena, Murcia, Spain. jaruselskyperezc@gmail.com; p.martinez@upct.es
[(2)] Departamento de Química y Física, Universidad de Almería, 04120 Almería, Spain. mnavarro@ual.es
[(3)] Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, 18070 Granada, Spain. agjerez@ugr.es
[(4)] Geo-Systems Centre (CVRM-IST), Technical University of Lisbon, 1049-001 Lisbon, Portugal. francisco.alcala@ist.utl.pt
[(5)] Geofísica Aplicada Consultores SL, 28250 Madrid, Spain. senen@geofisica-consultores.es

SUMMARY

The use of prospecting techniques, based on the environmental noise (passive) and seismic sources (active), have been extended in recent times. Among them MASW, REMI, and SPAC are seismic methods characterized by a rapid data acquisition and minimal impact on the urban environment. In this research we used MASW seismic method to determine the surface structure of the shear-wave velocity of soil in the main streets of Lorca city (Murcia, Spain). To obtain V_S profiles in field setup, we used a system for continuous measurements or land-streamer system that allowed the recording of high-performance surface wave data.12 geophones of 28 Hz and 12 geophones of 4.5 Hz interposed were used. The selected separation between the impact point and the first geophone (offset) was 4 m and the spacing between geophones was 2 m. The seismic measurement equipment used was a seismograph Summit II compact 'DMT'(Germany). Finally, we used a penetrometer mounted on caterpillar tractor (DPSH) in order to generate enough energy to explore 30-m depth. The total length of MASW profiles along Lorca city was 8 kilometers. The data obtained with these seismic methods have been contrasted with standard penetration tests (SPT) conducted in specific areas in Lorca city. Maps of the average shear-wave velocity values at 5, 10, 15, 20, 25, and 30 m depth were obtained. Moreover, the average V_S values at 30-m depth (V_S^{30}) allowed the classification of the urban area of Lorca city according to the Eurocode 8 (EC8). Results led to the conclusion that the concentration areas of damage in Lorca city due to the Lorca earthquake of 11 may 2011 were located on zones where soils can be classified as B (V_S from 360 m/s to 800 m/s) and C (V_S from 180 m/s to 360 m/s) according to the EC8 classification system.

1. INTRODUCCIÓN

Los terremotos son tan antiguos como la formación de la tierra misma, pero es a partir del siglo pasado cuando se ha tratado de evaluar con una base científico-tecnológica su origen, comportamiento, y tipología de los daños causados, así como el estudio de las zonas consideradas de alto riesgo sísmico. En dichos estudios se ha mostrado especial interés en cuantificar la velocidad de la onda de cizalla (V_S) del terreno y el modelado de su respuesta sísmica durante la ocurrencia de un terremoto.

El 11 de mayo del año 2011 un terremoto con magnitud de 5.2 (Mw) sacudió la ciudad de Lorca, esta ciudad está localizada al sureste de la Península Ibérica (Figura 1). Este terremoto, a pesar de su magnitud moderada, causó la muerte de 8 personas y dañó alrededor de 890 edificios.

La Península Ibérica presenta una sismicidad relativamente importante, siendo afectada en el pasado por terremotos de magnitud considerable. Se destacan por su magnitud y el daño causado el terremoto de Granada de 1884 con magnitud de 6.8 (Mw) (López-Arroyo et al., 1980), el terremoto de Alicante de 1829 con magnitud de 6.6 (Mw) (Rey Pastor, 1951), el terremoto de Lisboa de 1755 con magnitud entre 8.7-9.0 (Mw) (Kozak et al., 1998) y el terremoto de Valencia de 1748 con magnitud 6.2 (Mw) (Martínez Solares, 2011). Estos sismos han dado lugar a cuantiosas pérdidas de vidas humanas y afectado gravemente a edificios, infraestructuras y a otros bienes materiales, además de interrumpir gravemente los servicios esenciales de la población afectada (BOE, 1995). Es por esto que es necesario conocer el origen, comportamiento y tipología de los daños, como también clasificar las zonas consideradas de alto riesgo sísmico, cuantificando la velocidad de ondas de cizalla (V_S) del terreno, ampliamente aceptada en la descripción del movimiento del suelo, y el modelado de su respuesta sísmica durante la ocurrencia de un terremoto. En este trabajo se propone el método de análisis multicanal de ondas superficiales (MASW) como una herramienta para caracterizar la relación entre los mapas de V_S y la geología local, proporcionando pautas que describen la influencia real de las propiedades locales del suelo sobre la distribución de los daños de la ciudad de Lorca.

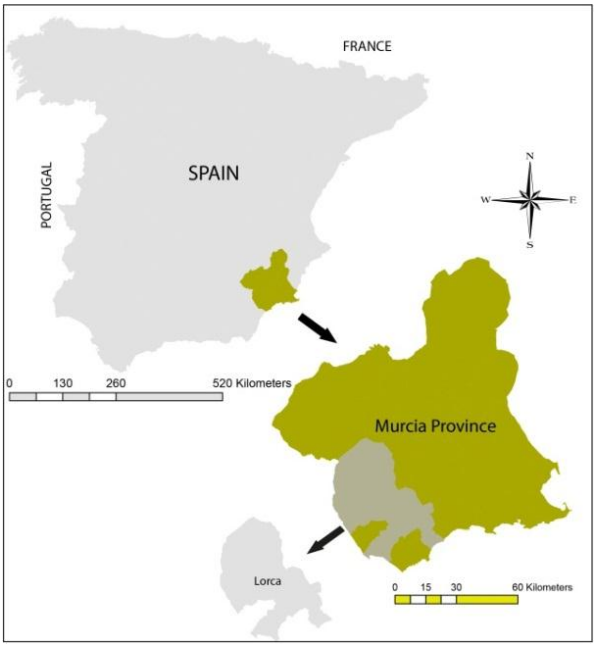


Figura 1 **- Mapa de ubicación de Lorca.** ***(Location map of Lorca city.)***

A través del registro de las ondas superficiales tipo Rayleigh, el método MASW permite describir la variación de V_S con respecto a la profundidad. Esto es posible debido a las características que presentan estas ondas, las cuales toman alrededor del 70% de la energía sísmica total.

Park (1995) establece que las longitudes de onda tienen diferentes velocidades de propagación y diferente profundidad de penetración. Concretamente se indica que las longitudes de ondas cortas tienen poca profundidad de penetración, mientras que las más largas tienen mayores profundidades de penetración (Park, 1995). El método MASW, ampliamente descrito en Park (1995); Park et al. (1996); Park et al. (2000); Park et al. (2003), permite determinar la velocidad de cizalla hasta profundidades superiores a 30 metros con el uso de fuentes activas y pasivas adecuadas.

El uso de técnicas de prospección sísmicas basadas en el registro del ruido ambiental (pasivas) y/o con el uso de fuentes sísmicas (activas) se ha extendido en los últimos tiempos. Entre ellas destacan las técnicas MASW y SPAC (método de Autocorrelación Espacial), las cuales se caracterizan por una rápida adquisición de datos y una mínima afección al medio urbano. En este trabajo se pretende determinar la estructura superficial de velocidad de cizalla (V_S) del terreno en las principales calles de la ciudad de Lorca (Murcia, España). Para obtener los perfiles de V_S mediante el método MASW se ha utilizado un sistema de medida en continuo o sistema 'land streamer' que ha permitido el registro de las ondas superficiales con un alto rendimiento. Se han obtenido los mapas de valores medios de V_S para las profundidades de 5, 10, 15, 20, 25 y 30 m. A partir de los valores de V_S promedio hasta 30 m de profundidad (V_S^{30}) se ha clasificado el área urbana de la ciudad de acuerdo al Eurocode 8 (EC8).

En la ciudad de Lorca se obtuvieron alrededor de 8 kilómetros de perfiles utilizando el método MASW en la zona urbana de la ciudad, permitiendo así la clasificación de suelos propuesto por el Eurocode 8 (EC8), tomando los tipos de suelos A, B, C y D, y sin tener en cuenta los tipos E, S1 y S2 debido a las condiciones especiales en las que estos tipos de suelos se presentan (Tabla 1).

Tabla 1* - Tipos de suelo según el Eurocódigo (EC8). *(Soils type according to EC8.)

Tipo de suelo (EC8)	Descripción	V_S^{30} (m/s)
A	Roca dura	>800
B	Suelo muy denso o roca blanda	360-800*
C	Suelos rígidos	180-360
D	Suelos medios a blandos	<180

** Con el objetivo de una mejor clasificación se ha optado por dividir en dos partes el suelo tipo B en suelos tipo B1 (500-800 m/s) y B2 (360-500 m/s) (Navarro et al., 2013)*

Características Geológicas

La sierra de la Tercia (Figura 2) está orientada aproximadamente de SO a NE y se caracteriza por ser una cordillera aislada en la cual se distinguen cuatro unidades principales, siendo estas, de SO a NE: a) unidad Cortada, b) unidad Castillarejo, c) unidad Arcón, y d) unidad Jurramienta. La unidad Cortada puede referirse al complejo Alpujárride y la Jurramienta al Maláguide. En cuanto a las unidades de Castillarejo y Arcón, tanto por su litología como por el grado de re-cristalización metamórfica, son de carácter de transición entre los elementos típicamente Alpujárride y los típicamente Maláguide. En la sierra de las Estancias (Figura 2) se distinguen también cuatro unidades tectónicas principales, que de sur a norte son: a) unidad Saltador, b) unidad Peña Rubia, c) unidad Tropeles y d) unidad Majales. La unidad Saltador pertenece al complejo Alpujárride, la unidad Majales al Maláguide, y las de Peña Rubia y Tropeles son de carácter intermedio entre los elementos típicamente Maláguide y los típicamente Alpujárride (IGME (Instituto Geológico y Minero de España), 1982).

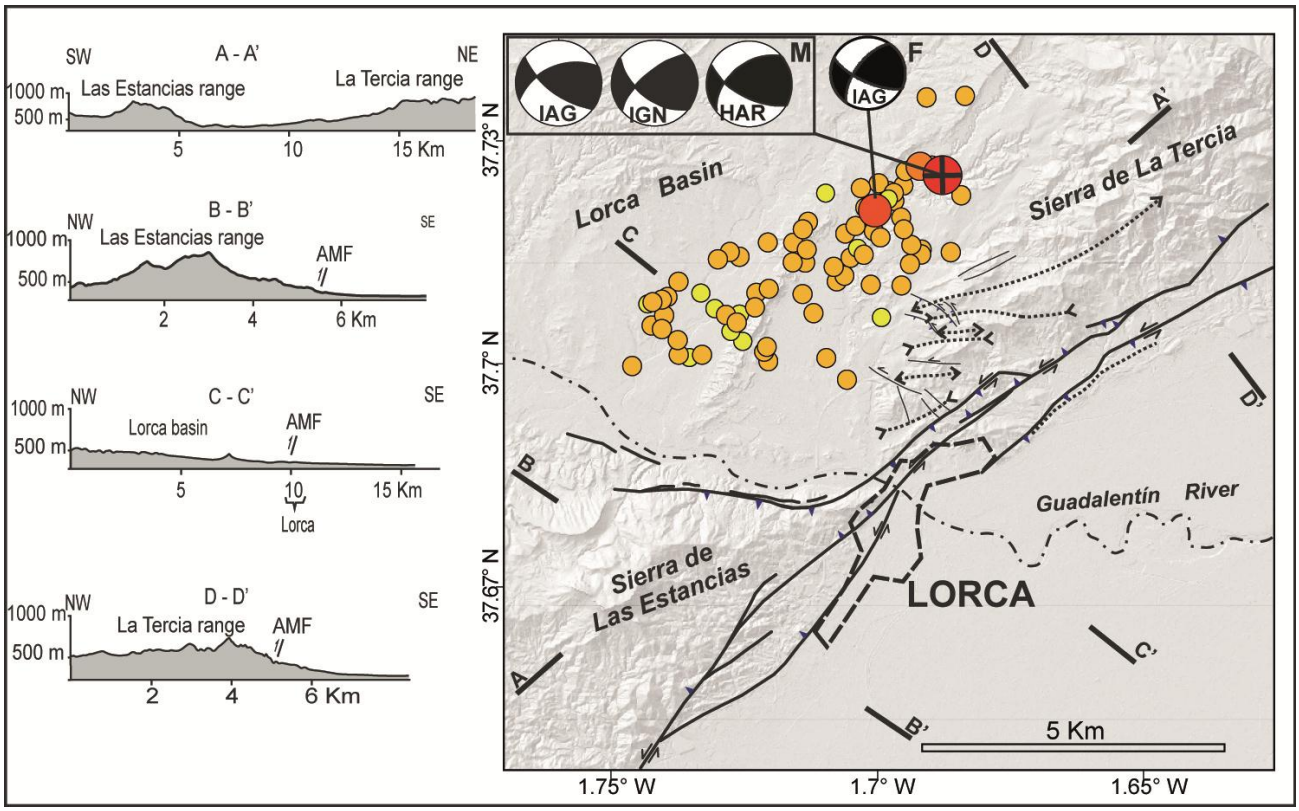


Figura 2* - Mapa detallado de la estructura de la falla de Alhama de Murcia en la zona epicentral del terremoto de Lorca del 2011. *(Map of the detailed structure of the Alhama de Murcia fault in the epicentral area of the Lorca 2011 earthquake.) (Martínez-Díaz et al. 2012)

La estructura geológica en las proximidades de la ciudad de Lorca, así como las formaciones sedimentarias resultantes, es controlada por un conjunto de fallas con dirección ENE-WSW (Figura 2), que pertenece al principal sistema de fallas de Alhama de Murcia, y por un conjunto de fallas con direcciones NW-SE y NE-SW (Martínez-Díaz et al., 2012; Navarro et al., 2013).

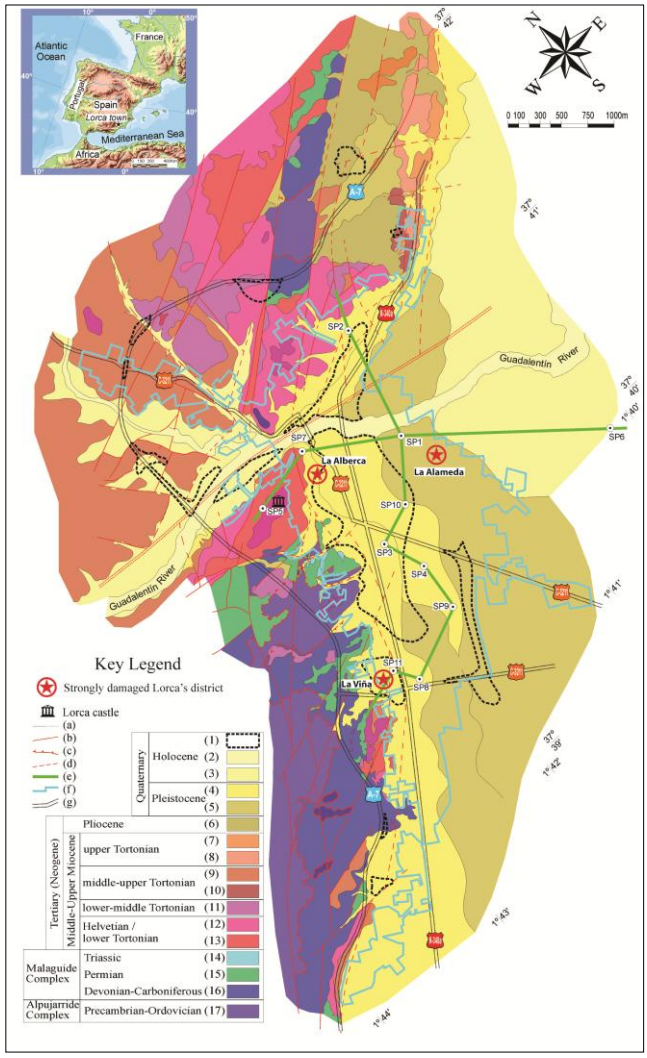


***Figura 3* – Cartografía geológica de la ciudad de Lorca a escala 1:10.000. La leyenda de la formación geológica: 1 Rellenos antropogénicos (líneas negras discontinua), 2 Terrazas aluviales, 3 Coluviales, 4 Glacis III, 5 Glacis II, 6 Glacis I, 7 Margas arenosas y brechas, 8 Yeso y margas, 9 Margas, 10 Brechas y margas, 11 Conglomerados, areniscas y margas, 12 Margas, yeso y arenisca, 13 Conglomerados poligénicos, 14 Caliza dolomíticas, 15 Arcillas rojas, pizarras y cuarcitas, 16 Filitas, esquistos y cuarcitas, 17 Esquistos, Filitas y cuarcitas; (a) Contacto geológico indiferenciado; (b) falla normal; (c) falla inversa; (d) falla supuesta; (e) perfiles geológicos A-A', B-B'; (f) contorno urbano (línea azul gruesa); (g) carreteras principales. SP1 a SP11: Localización de los arrays para SPAC.**
(Geological cartography of Lorca city at scale 1:10.000. Legend for geological formation: 1 Anthropogenic fillings (dashed black lines), 2 Alluvial terraces, 3 Colluvials, 4 Glacis III, 5 Glacis II, 6 Glacis I, 7 Sandy marls and breccias, 8 Gypsum and marls, 9 Marls, 10 Breccias and marls, 11 Conglomerates, sandstones and marls, 12 Marls, gypsum and sandstone, 13 Polygenic conglomerates, 14 Dolomitic limestone, 15 Red clays, slates and quartzite, 16 Phyllites, schist and quartzite, 17 Schist, phyllites, and quartzite; (a) undifferentiated geological contact; (b) normal fault; (c) thrust fault; (d) inferred fault; (e) geological cross-section A-A' (Refer to Navarro et al. 2008; Alcalá et al. 2013); (f) urban boundary (blue bold line); (g) main roads. SPAC array locations: SP1 to SP11.)

La Figura 3 muestra el mapa geológico de la ciudad de Lorca en escala 1:10.000 (Alcalá et al., 2013). Esta Figura se llevó a cabo mediante la combinación de la información recopilada de 14 ensayos en campo, 40 sondeos mecánicos, 27 sondeos eléctricos verticales y 10 perfiles de refracción sísmica superficial (con una penetración comprendida entre 10 a 50 m) (IGME, 1992). Esta información geológica se completó con numerosos viajes de observación de campo para delinear cada afloramiento de roca significativa del área de estudio (Alcalá et al., 2013). En la ciudad de Lorca se han identificado 17 formaciones geológicas (Figura 3). Estas 17 formaciones geológicas se han agrupado en cinco principales formaciones geológicas de acuerdo a la información geológica, geotécnica y geofísica. Este tipo de agrupamiento se describe como sigue: 1) esquistos, filitas, cuarcitas y calizas dolomíticas de edad Paleozoico-Triásico de los Complejos Alpujárride y Maláguide; 2) margas, yesos y arenisca de edad Tortoniense inferior-medio y glacis consolidados del Plioceno; 3) glacis no consolidados y coluviales del Pleistoceno; 4) coluviales no consolidados y terrazas aluviales del Holoceno; 5) tierras de cultivo y rellenos antrópicos. En esta clasificación del basamento (roca madre) fue considerada como "medio duro" para los materiales geológicos correspondientes al Mioceno, y como "más duro" para los materiales geológicos correspondientes al pre-Triásico. Estos dos tipos de roca madre se pueden observar en afloramientos en la parte norte y oeste de la ciudad. En el centro de la ciudad de Lorca esos materiales se encuentran a una profundidad que oscila entre 10 y 50 m. En la parte sureste de la ciudad, los mismos materiales geológicos se han recogido a 100 m de profundidad. El espesor de los materiales de Plio-cuaternario disminuye de manera continua hasta desaparecer hacia la parte norte y noroeste de la ciudad.

2. MATERIALES Y METODOS

Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW).

Existen muchos métodos para obtener la velocidad de cizalla del terreno. En esta investigación se utiliza el método MASW (Park, 1995; Park et al., 1996; Park et al., 2003) para la obtención de perfiles de velocidades de cizalla. Park et al. (2001) define el proceso para obtener estos perfiles en tres pasos: 1. Adquisición de las ondas superficiales; 2. Construcción de la curva de dispersión; 3. Inversión del perfil de V_S de la curva de dispersión calculada (Figura 4).

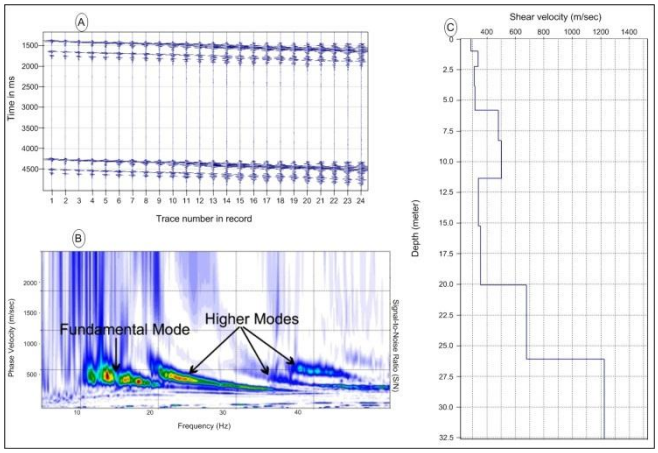


Figura 4* - Procedimiento para obtención de perfiles 1D de velocidad de cizalla, A - Sismograma, B – Picado de las curvas de dispersión, C – Modelo de velocidad de cizalla en 1D. *(Procedure to obtain 1D shear wave velocity, A – Seismogram, B – Dispersion curve, C – 1D shear velocity model.)

Ivanov et al. (2001) también describe el método de una manera muy similar, definiéndolo como sigue: "del registro del golpeo se extrae la curva de dispersión del modo fundamental, pudiéndose presentar modos superiores, estos modos son ampliamente descritos por Xia et al. (2003) (Figura 4B), después la curva de

dispersión extraída se invierte en una sección vertical de velocidad de cizalla". Además de estas descripciones, el Kansas Geological Survey (KGS) de la universidad de Kansas describe el método de una manera más técnica que las anteriores, de acuerdo a estos, el método MASW se compone de tres fases: 1. Adquisición de altas frecuencias (≥ 2 Hz); 2. Creación de algoritmos eficientes y precisos, organizados en una secuencia de procesamiento de datos básicos diseñada para extraer las curvas de dispersión de las ondas Rayleigh; 3. Desarrollo de algoritmos de inversión estable y eficiente para obtener los perfiles de velocidad de las ondas de cizalla.

Las ondas Rayleigh pueden mostrar diferentes frecuencias para una misma velocidad de onda, estas son conocidas como modos y se caracterizan por sus diferentes números de planos nodales horizontales, es decir, que más de una velocidad de fase puede estar asociada a una frecuencia dada de onda Rayleigh por el hecho de que estas ondas pueden viajar a velocidades diferentes para una frecuencia por lo que podrían presentarse distintos modos, conociendo como modo fundamental el que está en el rango de menor velocidad y modos superiores los que aparecen en el rango de mayor velocidad (Figura 4B) (Ivanov et al., 2001). Estos modos superiores son independientes de la velocidad de fase del modo fundamental y se presentan bajo condiciones de frecuencia determinada.

La velocidad de fase de las ondas Rayleigh $c_R(f)$ depende de los la estructura del terreno, definida, entre otros, por los siguientes parámetros: a) la velocidad de ondas de cizalla (parámetro más dominante para el modo fundamental de los datos de dispersión de las ondas Rayleigh); b) la velocidad de ondas P; c) la densidad; y d) el espesor de las capas.

La elección del método MASW atiende a las investigaciones realizadas por Xia et al. (2002) quien destaca que la principal ventaja que presenta este método es que tiene la capacidad de analizar los modos fundamentales y superiores simultáneamente, lo cual puede proporcionar velocidades de ondas de cizalla más exactas.

El método MASW puede encontrar varios tipos de aplicaciones en la ingeniería civil, ya que es un método rápido para evaluar sistemas de pavimentos en forma continua permitiendo obtener un perfil V_S del suelo (Park, 1995). Para aplicar el método MASW en forma activa se necesita una fuente de energía (generalmente golpeo) para producir las ondas superficiales que serán capturadas por la unidad sísmica a través de los geófonos. El rango de profundidad alcanzada no solo va a depender de la fuente sísmica utilizada, sino que cambia ligeramente con el tipo de material, alcanzándose, en general, una profundidad de investigación del terreno de unas pocas decenas de metros (Park et al., 2003).

En algunas ocasiones, la profundidad de estudio obtenida usando fuentes sísmicas disponibles no es suficiente, por lo que la detección del ruido ambiental, como tráfico, paso de un tren, paso de peatones, etc., constituye una alternativa eficaz y económica para aumentar la profundidad obtenida.

Fue necesario, para el desarrollo de esta investigación, poder alcanzar los 30 m de profundidad, por lo que se experimentó con varias fuentes; maza de 5 kg, martillo vibratorio, etc., con las cuales se pudieron alcanzar profundidades de 20 metros como máximo (Figura 5). Finalmente se utilizó un penetrómetro tipo D.P.S.H. (Dynamic Probing Super Heavy), al cual se le adaptó una placa especial para que el golpeo puntual del penetrómetro se disipe en la placa y se transmita al terreno sin producir daño alguno al pavimento. Para obtener los perfiles de V_S se contó con un sistema de adquisición "landstreamer", el cual posee un gran rendimiento, ya que no es necesaria la etapa de colocar los geófonos cuando se vaya a realizar un nuevo perfil, además de que proporciona buena protección para los cables sísmicos y el sistema en general.

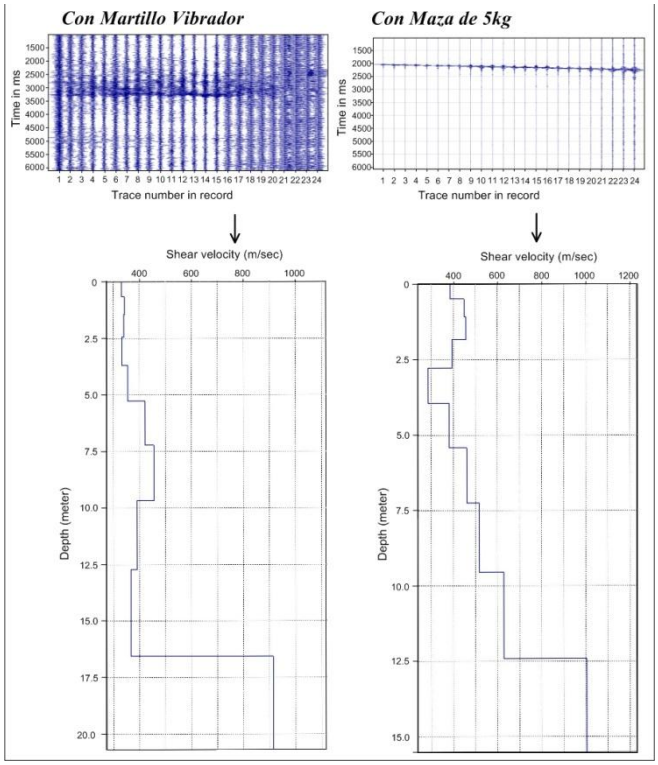


Figura 5* – Profundidad alcanzada con martillo vibrador y con maza de 5kg. *(Depth reached with vibratory hammer and 5kg –sledge hammer)

Se utilizaron 12 geófonos de 28 Hz y 12 geófonos de 4,5 Hz intercalados entre sí, lo que representa una gran ventaja en comparación con el método SASW (Spectral Analysis of Surface Wave), que es un método atractivo debido a que no es destructivo pero su debilidad radica en que solo permite la incorporación de dos geófonos obligando a que se registren golpes repetidamente en múltiples implementaciones de campo para alcanzar una profundidad específica. Park et al. (2000) describe el método MASW como una mejora de algunas pocas pero significativas deficiencias del método SASW.

La distancia entre el punto de impacto y el primer geófono fue de 4 metros y la separación entre los geófonos de 2 metros, cumpliendo así con las especificaciones técnicas requeridas por Park (1995), donde se recomienda que el espaciado entre los geófonos sea menor que la décima parte de la profundidad de investigación máxima. Se utilizó, como equipo de medición sísmica, un sismógrafo "DMT Seismic Compact" (Alemania), el cual tiene la particularidad de estar conectado a un ordenador portátil, lo que permite el registro y la visualización de los sismogramas obtenidos en tiempo real. El análisis de los datos se llevó a cabo con el programa "SurfSeis 3", desarrollado por el Kansas Geological Survey (KGS) EE.UU.

Los perfiles 1-D de velocidades de cizalla obtenidos mediante el método MASW se ha correlacionado con los datos obtenidos a través del método de Autocorrelación Espacial (SPAC)(Navarro et al., 2008, 2012).

3. RESULTADOS

En la ciudad de Lorca se realizaron un total de 8 kilómetros de perfiles MASW (Figura 6). Estos perfiles fueron situados en diferentes zonas de la ciudad, destacando aquellas zonas que fueron afectadas por el terremoto de 2011, como son La Viña, La Alberca y La Alameda; zonas identificadas como vulnerables y que presentan gran interés de acuerdo a la geología local.

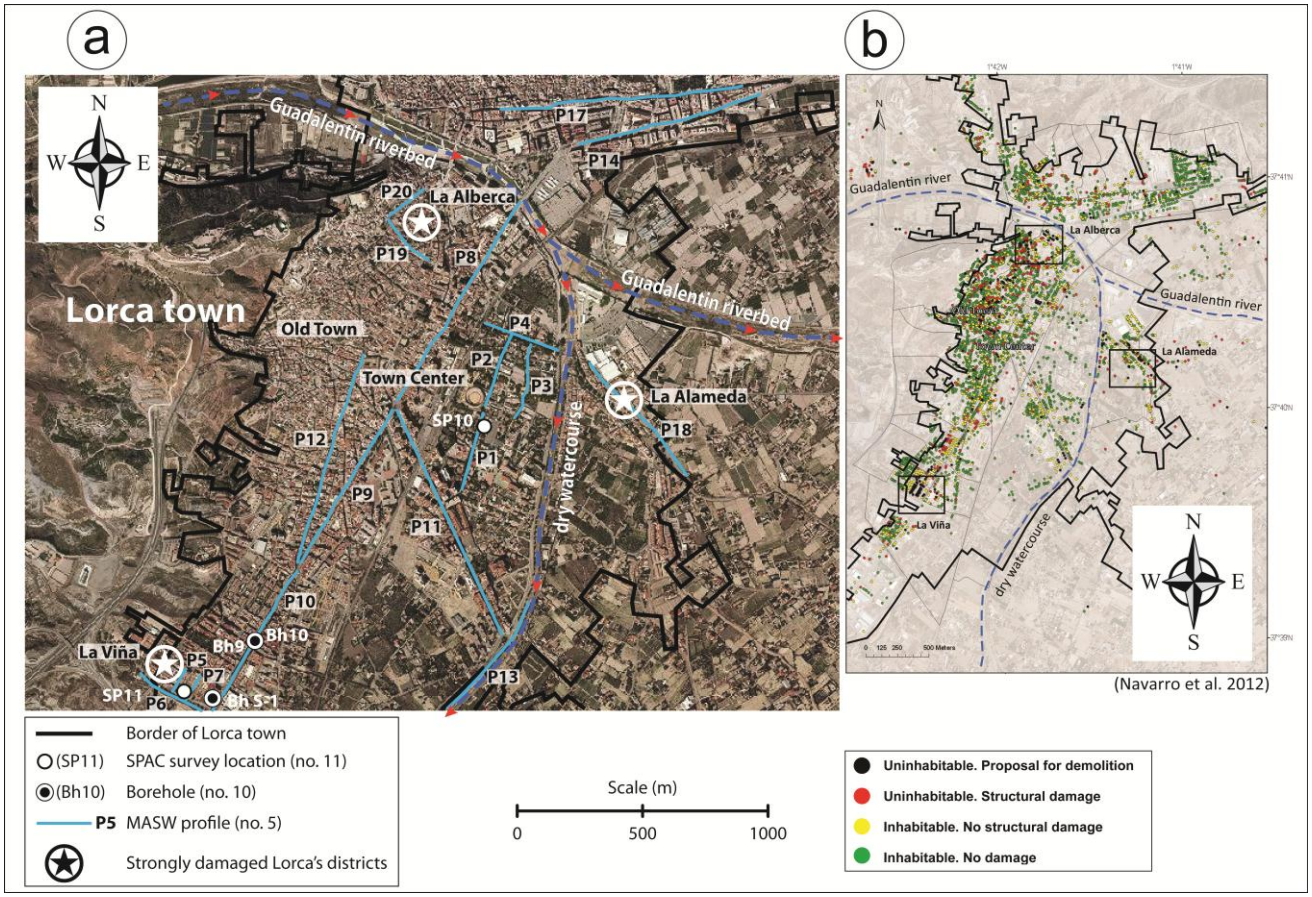


Figura 6* – (a) Perfiles MASW, SPAC y Sondeos realizados en la ciudad de Lorca. (b) Distribución de daños en la ciudad de Lorca debido al terremoto del año 2011.** ***(a) MASW profiles, SPAC and borehole through the urban area of Lorca city. (b) Damage distribution in Lorca city due 2011 Lorca earthquake (Navarro et al. 2012).

A modo de mostrar los perfiles obtenidos, se pone como ejemplo la Figura 7 en la cual se muestra la sección sísmica 2-D de la calle Granada, donde se alcanzó una profundidad superior a los 30 m de profundidad. Este perfil de velocidades de cizalla tiene una longitud de 450 m y presenta valores de V_S^{30} comprendidos entre 360 y 490 m/s ubicándose en una clasificación B2 (roca suave o suelo muy denso) de acuerdo a la clasificación propuesta por el EC8 (Figura 9) y ajustada para obtener un mayor detalle en la clasificación (Navarro et al., 2013). Esta sección 2-D (Figura 7) presenta una distribución de valores de V_S heterogéneos y se presentan valores de velocidad de cizalla de 600-700 m/s a profundidades de 25 m y de 800-900 m/s a 30 m de profundidad.

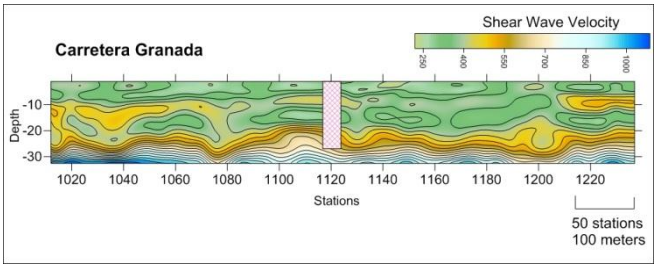


Figura 7* – Perfil 2-D de velocidades de cizalla de la carretera Granada** ***(2-D Shear wave velocity profile of Granada Street)

El sondeo realizado en la carretera Granada (S1) (Figuras 7 y 8) describe los materiales del subsuelo de carácter aluvial y constituido principalmente por gravas y arenas de naturaleza metamórfica, con pocos limos y con intercalaciones de capas y lentejones de limos arenosos.

Tipo de Suelo	Z(m)	Formación
De 0,00-0,3 m: Solera de hormigon	1	
	2	
De 0,3-7,9 m; Gravas y arenas con pocos limos	3	
	4	
	5	
	6	
	7	
De 7,9-8 m; Limos arenosos	8	
De 8-9 m; Gravas y arenas con pocos limos	9	
De 9-9,3 m; Limos arenosos	10	
De 9,3-11,5 m; Gravas y arenas con pocos limos	11	
De 11,5-11,9 m; Limos arenosos	12	
De 12,5-12,9 m; Limos arenosos	13	
De 11,9-12,5 m y de 12,5-16,2 m; Gravas y arenas con pocos limos	14	
	15	
De 16,5-17 m; Limos arenosos	16	
De 17-17,8 m; Gravas y arenas con pocos limos	17	
De 17,8-18,3 m; Limos arenosos	18	
	19	
	20	
De 18,3-23 m; Gravas y arenas con pocos limos	21	
	22	
	23	
De 23-23,8 m; Limos arenosos	24	
De 23,8-25,2 m; Gravas y arenas	25	
con pocos limos	26	

Figura 8* – Sondeo S1 en la carretera Granada.** ***(S1 Granada Street borehole)

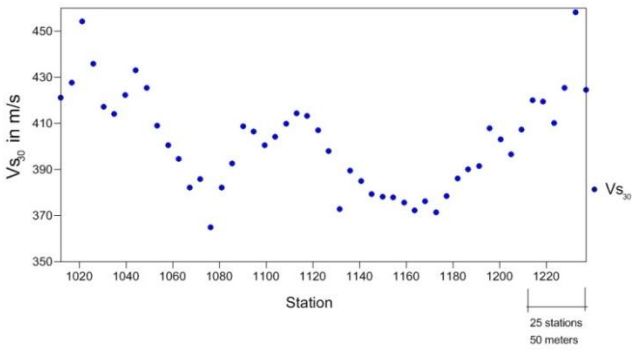


Figura 9* – Velocidad de cizalla promedio a los 30 m de profundidad *(Average shear wave velocity upper the first 30 meter of depth)

En la Figura 11 se muestran los valores de V_S promedio a diferentes profundidades (V_S^5, V_S^{10}, V_S^{15}, V_S^{20}, V_S^{25} y V_S^{30}). De esta manera podría describirse el comportamiento de la velocidad de cizalla antes de alcanzar los 30 metros de profundidad, pudiéndose definir posibles zonas vulnerables o inestables para algunas edificaciones. En relación a esto Kanli et al. (2006) propone varias razones para la distribución de daños, como los parámetros geotécnicos de lugar definiendo una correlación estrecha entre la V_S^{30} y la distribución de daños. Pero también advierte que esta correlación no siempre puede ser explicada unicamente por el parámetro V_S^{30} o por otro parámetro geotécnico local, esto sucede generalmente cuando la distribución de daños para zonas cercanas posee la misma velocidad de cizalla. También añade que la profundidad de los sótanos, la calidad de los materiales de construcción y la estructura deben investigarse adecuadamente para la detección de posibles vicios de construcción.

En cuanto a la distribución de la velocidad de cizalla, la parte más somera que describe el espesor efectivo de los sótanos (alrededor de 5 m) (V_S^5) (Figura 11), se debe investigar para detectar posibles correlaciones de alto nivel de daño y baja velocidad existente.

Como resultado principal se presenta la Figura 12, la cual es un mapa actualizado y detallado de velocidades de cizalla promedio a los 30 metros de profundidad de acuerdo al EC8 y NEHRP (National Earthquake Hazards Reduction Program) de la ciudad de Lorca. En este mapa se destaca que la parte septentrional de la ciudad muestra valores que van desde 490 m/s a 760 m/s encontrándose en los límites del suelo tipo B1 correspondiendo a un suelo definido como roca blanda. Para el área donde se encuentra el cauce del río Guadalentín se presentan valores de V_S entre 180 m/s y 360 m/s siendo clasificados como suelos rígidos (suelos tipo C).

La parte occidental de la ciudad de Lorca presenta zonas con valores de V_S por encima de 500 m/s y dentro de los límites establecidos por el EC8 como clase A (por encima de 800 m/s), esta parte de la ciudad se encuentra establecida en una colina y muy cerca del castillo de Lorca. Esta zona se caracteriza por una geología superficial con mejores condiciones geotécnicas no presentando graves daños en sus edificaciones debido al terremoto del año 2011.

Los valores de V_S^{30} de la zona más oriental se encuentran en los límites del tipo de suelo B2 (valores entre 360 y 490 m/s). En esta zona se encuentra el distrito de Alameda el cual fue uno de los más afectados por el terremoto, parte de sus edificaciones fueron demolidas debido a sus graves daños estructurales. Estudios ralizados en Turquía(Kanli et al., 2006) muestran que los edificios que presentan altos niveles de daños durante un terremoto son los que presentan baja velocidades de ondas de cizalla. Los mapas detallados de la condición de suelo basados en la distribución de la velocidad de cizalla (V_S^{30}) con las normas de IBC (International Building Code) y EC8 son muy importantes, no solo para el desarrollo de nuevas zonas urbanas, si no también para la selección y los estudios de evaluación de la seguridad de las ciudades.

Estos parámetros son muy importantes para lugares con alto riesgo sísmico (Kanli et al., 2006).

En los resultados obtenidos en las principales calles del centro de la ciudad de Lorca se encuentran principalmente valores de V_S^{30} comprendido entre 180 m/s y 360 m/s (tipo de suelo C). Específicamente, cabe destacar que estos tipos de suelo se han presentado cerca del distrito La Viña y La Alberca. Estos distritos se vieron gravemente afectados, incluso se presentaron colapsos justo después de producirse el terremoto.

Los datos obtenidos mediante el método MASW fueron validados por el uso del método de Autocorrelación Espacial (SPAC) (Navarro et al., 2008, 2012). Esta técnica tiene su principio en la suposición de que el ruido ambiental está compuesto principalmente por ondas superficiales. En esta técnica se destaca, como objetivo principal, calcular la velocidad de fase para cada frecuencia a partir de registros simultáneos de ruido ambiental obtenidos de una configuración instrumental. El proceso de análisis consta de las siguientes etapas: 1. Registro de ondas superficiales; 2. Cálculo de los coeficientes de autocorrelación; 3. Determinación de la curva de dispersión de la velocidad de fase; 4. Cálculo del perfil de velocidad V_S mediante inversión estocástica de la curva de dispersión. La Figura 10 presenta los resultados obtenidos utilizando el método SPAC en el barrio La Viña (etiquetado como SP11 en Figura 6). El resultado obtenido fue un tipo de suelo B2, el cual refleja una buena similitud a los perfiles MASW obtenidos en la misma zona.

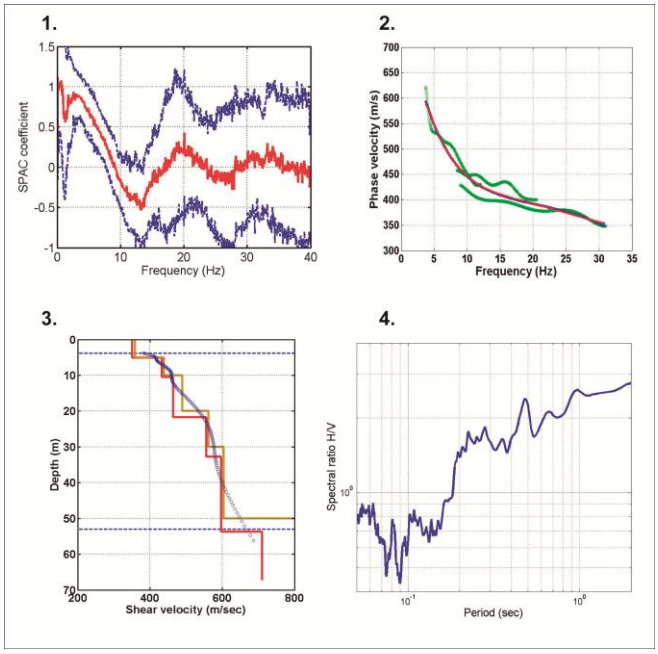


Figura 10* – Ejemplo del análisis llevado a cabo mediante registro sísmico en el distrito La Viña. (1) Coeficientes SPAC para arreglo circular de radio de 20 m ;(2) Velocidad de fase de la onda Rg. La línea de color azul representa la curva de dispersión del modo fundamental Rg y el color rojo representa la curva de dispersión teórica obtenida del modelo de velocidad de ondas de cizalla y la curva de dispersión para diferentes radios medidos (20m; 10 m; 5m; and 2.5m);(3) Modelo de ondas de cizalla (color rojo) derivada de la inversión de la velocidad de fase, el modelo inicial está representado por el color amarillo y los círculos azules representa la velocidad de ondas S obtenidas del criterio λ/3; (4) Radio Espectral H/V (Navarro et al. 2012).** ***Example of the analyses carried out using seismic arrays at La Viña district: (1) SPAC coefficients for circular array of radius 20 m (mean mean-plus-one-sigma and mean-minus-one sigma curves are represented); (2) Rg-wave phase velocities. Blue color line represents smoothed fundamental-mode Rg dispersion curve, red color line represents the theoretical dispersion curve obtained from shear-wave velocity model and dispersion curves for radius measured for different radii R (20m; 10 m; 5m; and 2.5m); (3) Shear-wave velocity model (red color) derived from inversion of phase velocities, initial model represented by yellow color, and blue circles which represent the S-wave velocity values obtained from the λ/3 criterion; (4) H/V spectral ratio (Navarro et al. 2012).

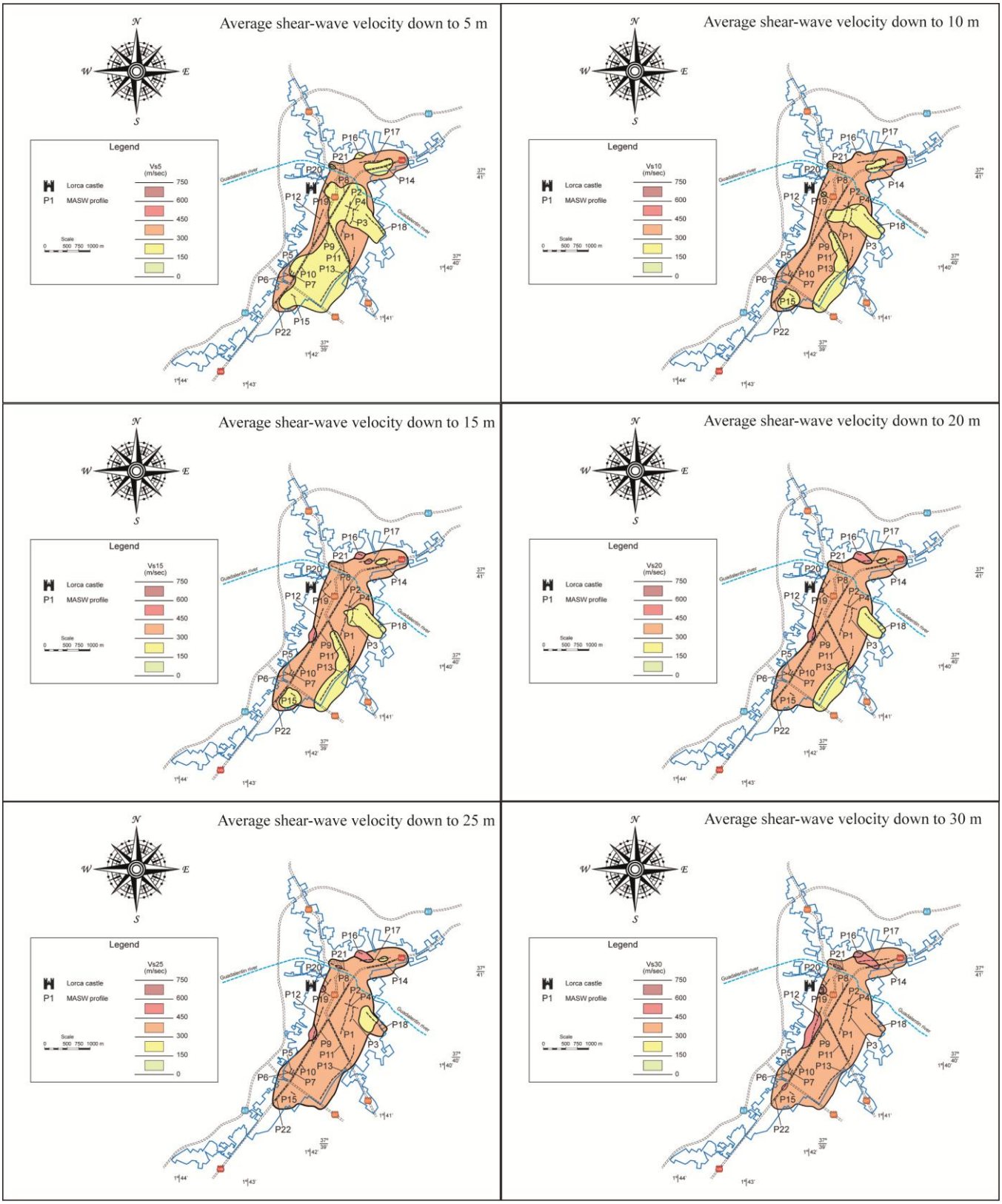


Figura 11 **– Velocidades de cizalla promedio a 5 y 10, 15, 20, 25, 30 m de profundidad.** ***(Average shear wave velocity down to 5, 10, 15, 20, 25,30*** **m depth)**

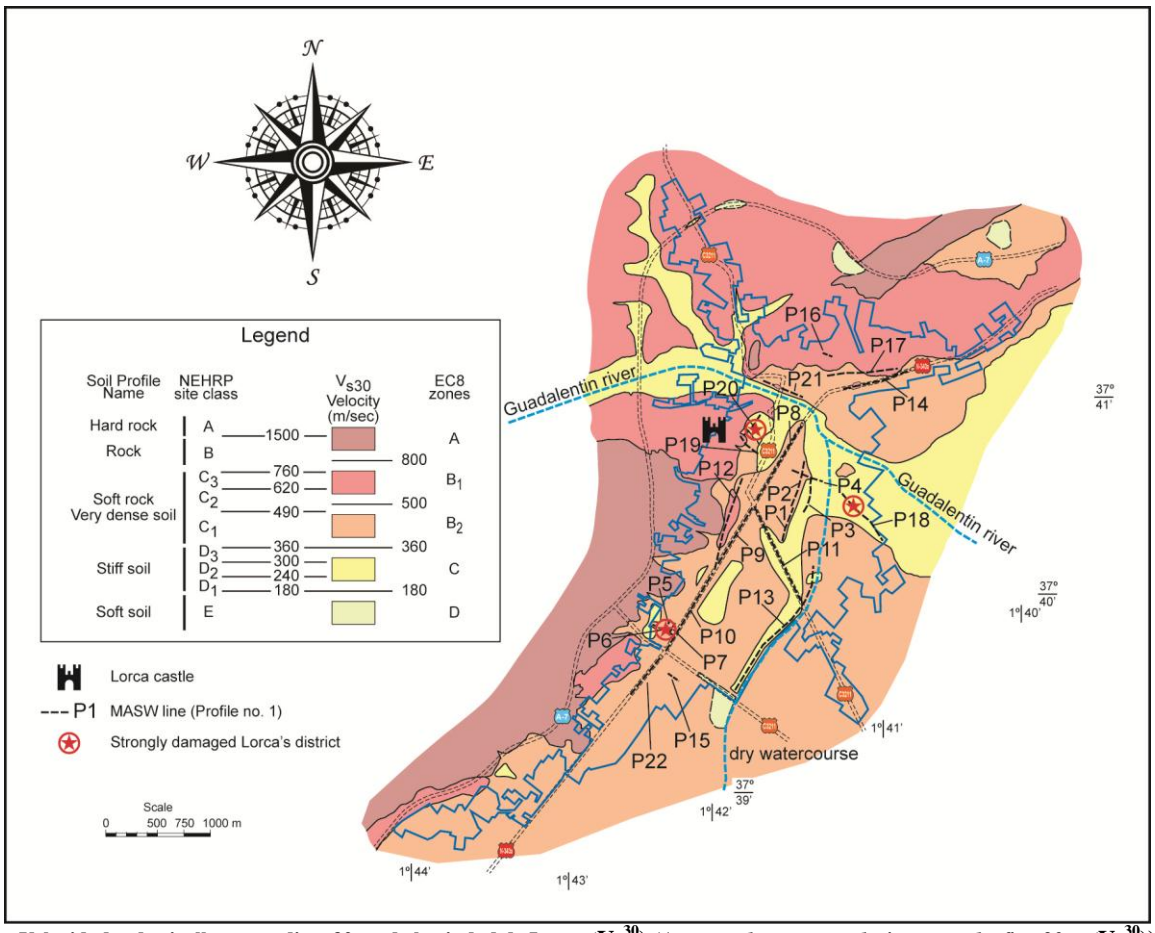


Figura 12 **– Velocidades de cizalla promedio a 30 m de la ciudad de Lorca (V_S^{30})** ***(Average shear wave velocity upper the first 30 m*** **(V_S^{30}))**

4. DISCUSIONES

Los valores de V_S^{30} calculados mediante el uso del método MASW se han utilizado para crear un mapa de clasificación del terreno de acuerdo al EC8 en la ciudad de Lorca La Figura 12 muestra la correlación de dichos valores con las principales unidades geológicas superficiales presentes en el área de estudio. Los valores de V_S^{30} de terrazas aluviales y coluviales del Holoceno no consolidados están comprendidos entre 180 y 360 m/s, por lo que estos materiales geológicos se clasifican como suelos tipo C. El coluvial Holoceno y las terrazas aluviales pertenecen a la cuenca del río Guadalentín (material geológico introducido como (2) y (3) de acuerdo con la leyenda de la Figura 3). Por otra parte, con el uso del método MASW se determinó que los perfiles 3, 4, 11, 13 muestran áreas encontradas cerca del cauce del río clasificadas como clase C. La Figura 3 muestra la geología superficial para esta zona, caracterizada por glacis del Pleistoceno no consolidados y coluviales dispersos (material geológico descrito como 4 y 5 de acuerdo a la leyenda). Sin embargo, la intensa actividad de la erosión, el transporte de sedimentos y partículas finas de sedimentación del cauce han contribuido a la creación de una zona caracterizada por valores de V_S^{30} dentro de los límites del tipo C. Además, en la misma zona se ha encontrado algunos rellenos antropogénicos que han contribuido a una disminución general de los valores de V_S^{30}. Asimismo, hay pequeñas partes de la ciudad que también tienen condiciones de suelo correspondientes a la clase de sitio C como la ubicada en el distrito de La Alberca. Esto es relevante ya que los edificios de ese distrito fueron especialmente dañados. Como se ve en la Figura 12 una gran parte de la ciudad de Lorca pertenece a la subcategoría B2 del EC8 propuesta por Navarro et al. (2013). Esta importante zona urbana está formada por glacis Pleistoceno no consolidado (material geológico introducido como 4 y 5 que van desde 360 hasta 490 m/s).

La parte sur-occidental de la ciudad de Lorca se encuentra en la categoría A, esta parte de la ciudad está situada en una colina que pertenece a las montañas de la sierra de la Estancia (Figura 2). Esta presenta valores de V_S^{30} que van desde 800 m/s a más de 1000 m/s. Esta zona urbana no reportó daños a sus edificaciones.

El extremo norte de Lorca, que se encuentra en gran parte en el margen de la sierra de la Tercia, pertenece en su mayoría a la subcategoría B1 (EC8, Navarro et al., 2013). Esta parte de la ciudad (Figura 6) sufrió daños estructurales menores en sus edificios, presentándose principalmente grietas en algunos muros y tabiques agrietados.

Comparación de la medida de velocidad de las ondas S y la distribución de los daños

La distribución promedio de velocidades de la onda de cizalla a diferentes profundidades: 5, 10, 15, 20, 25 y 30 m respectivamente (Figura 11) se muestra como un enfoque interesante de mostrar la atenuación de velocidad a los 30 m de profundidad. Kanli et al. (2006) ya ha señalado la utilidad de los mapas de distribución de V_S para distintas profundidades en los estudios de riesgos de terremotos.

El promedio de velocidad de cizalla a 5 m de profundidad muestra que los tres distritos más dañados se dividen en valores de V_S^5 que van desde150 m/s hasta 300 m/s (Figura 11). De hecho, la V_S^{25} muestra una velocidad entre los límites de 150 m/s y 300 m/s en el barrio de La Alameda, esto debe ser tenido en cuenta para la planificación de los futuros asentamientos en los alrededores ya que la ciudad es creciente hacia este tipo de suelo. En las zonas norte y oeste de la ciudad, donde el daño estructural de los edificios era irrelevante, la velocidad promedio de las ondas de cizalla representa un patrón creciente de sus valores que va desde 450 m/s y 600 m/s debido a la influencia de la geología que pertenece a las zonas montañosas.

5. CONCLUSIÓN

Este trabajo pone de manifiesto la utilidad del método MASW y el uso del "landstreamer" para la adquisición de los perfiles de V_S. Este sistema ha demostrado ser una herramienta eficaz para reunir una gran cantidad de datos sísmicos en un ritmo muy rápido y con una alta relación señal/ruido en la etapa de la dispersión (Martínez-Pagán et al., 2012). Siendo esto último muy importante, ya que permitió obtener un mapa de clasificación de suelos más exhaustivo y permitiendo alcanzar la profundidad necesaria de 30 metros.

El mapa de clasificación de suelos de acuerdo al EC8 define la zona urbana situada en la parte sur-occidental de Lorca como la que mejores condiciones de suelo presenta, ya que se destacan los suelos tipo A. En cuanto a la parte septentrional de Lorca se obtuvieron valores altos de V_S^{30} en comparación con el área de la cuenca de Lorca. La zona más al norte de Lorca, perteneciente al margen de la sierra de la Tercia, corresponde a la subcategoría B1. Los datos MASW establecen que una gran zona de la ciudad de Lorca se clasifica como subclase B2 siendo esta el área en que se encuentran las principales zonas dañadas por el terremoto de 2011, como La Viña y La Alameda. También incluye La Alberca que presenta malas condiciones del suelo y donde se presentaron daños importantes.

Estos mapas detallados del estado de los suelos en base a la distribución de velocidades de ondas de cizalla son muy importantes, no solo para futuras ordenaciones urbanas de la ciudad, sino también para la selección del sitio y de los estudios de evaluación de la seguridad de zonas ya construidas. No obstante, es conveniente señalar que las condiciones locales del terreno (efecto de sitio) no es la única razón para la interpretación de la distribución de los daños observados. El campo cercano, el efecto de directividad (López-Comino et al., 2012), el comportamiento dinámico del suelo (Navarro et al., 2013; Alguacil et al., 2013) y el comportamiento dinámico de las edificaciones existentes (Vidal et al., 2013) han sido, entre otros, factores determinantes.

Agradecimientos

Los autores agradecen el apoyo prestado por el personal de Protección Civil y la Policía Local de la ciudad de Lorca. También expresar su sincero agradecimiento a todos lo que ayudaron durante las mediciones de campo. Esta investigación está siendo financiada por la Fundación Seneca (Murcia, España) en el marco del Proyecto de Investigación 15322/PI/10 y Proyecto de Investigación CGL2011-30187-C02-02 financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación Español.

6. REFERENCIAS

Alcalá, F. J., M. Navarro, A. García-Jerez, F. Vidal, C. Creus and T. Enomoto (2013): "Geology of Lorca town (Murcia, Spain). A basis for assessing seismic hazard". *Munibe*, **61.** In press.

Alguacil, G., F. Vidal, M. Navarro, A. García-Jerez and J. Pérez-Muelas (2013): "Characterization of earthquake shaking severity in the town of Lorca during the May 11, 2011 event". *Bulletin of Earthquake Engineering, 15 pp*, doi:10.1007/s10518-013-9475-y

BOE (1995):, Boletin Oficial del Estado, núm. 124.

IGME (Instituto Geológico y Minero de España) (1982): "Mapa Geólogico de España E. 1:50.000 (Hoja 953) Lorca en Mapa Geólogico de España, Madrid.

IGME (1992): "Study of Seismic Vulnerability and Seismic Risk of Lorca and its Municipality". Madrid.

EN (1998): Eurocode 8. "Design of structures for earthquakes resistance-Parte 1: General rules, seismic actions and rules for buildings". EN 1998, European Committee for Standardization (CEN).

Ivanov, J., C.B. Park, R.D. Miller, J. Xia and R. Overtone (2001): "Modal separation before dispersion curve extraction by MASW method". Denver, Colorado.

Kanli, A. I., P. Tildy, Z. Pronay, A. Pinar and L. Hermann (2006): "VS30 mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey". *Geophysical Journal International*, **165,** 223-235.

Kozak, Jan T. and D. Charles (1998): "Historical depictions of the 1755 Lisbon earthquake". nisee.berkeley.edu/lisbon/ (view el 12/5/2013)

López-Arroyo, A., A.J. Martín-Martín, J. Mezcua-Rodríguez, D. Muñoz, and A. Udías (1980): "El terremoto de Andalucía de 25 de Diciembre de 1884". Presidencia del Gobierno, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

López-Comino J.A., F. Mancilla, J. Morales and D. Stich (2012): "Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain)". *Geophys Res Lett* **39**(3), doi:10.1029/2011GL050498

Martínez-Diaz, J. J., M. Bejar-Pizarro, J.A. Ávarez-Gómez, F. de Lis Mancilla, D. Stich, G. Herrera and J. Morales (2012): "Tectonic and seismic implifications of an intersegment rupture. The damaging May 11 th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, Earthquake". Tectonophysics, **546-547**, 28-37

Martínez-Pagán, P., M. Navarro, J. Pérez-Cuevas, A. García-Jerez, F.J. Alcalá, S. Sandoval-Castaño and I. Alhama (2012): "Comparative study of SPAC and MASW method to obtain the Vs30 for seismic site effect evaluation in Lorca town, SE Spain". *Near Surface Geoscience*, 18th European Meeting of environmental and Engineering Geophysics, Paris, France, 3-5 September, P61.

Martínez Solares, J.M.: (2011): "Sismicdad pre-instrumental. Los grandes terremotos históricos en España". *Enseñanza de las ciencias de la tierra*, **19**, 3, 296-304.

Navarro, M., A. García-Jerez, F.J. Alcalá, F. Vidal, T. Enomoto, F. Luzón and C. Creus (2008): "Vs30 Structure of Lorca town (SE Spain) from ambient noise array observations". Paper presented at the 31st Generral Assembly of the European Sismological Commission (ESC 2008), Hersonissos (Crete, Greece), 7-12 September.

Navarro, M., A. García-Jerez, F.J. Alcalá, F. Vidal, C. Aranda and T. Enomoto, (2012): "Analysis of site effects, building response and damage distribution observed due the 2011 Lorca, Spain, Earthquake". Proceedings of the 15th World conference on Earthquake Engineering (WCEE), 24-28 September Lisbon, Portugal. Expanded Abstract.

Navarro, M., A. García-Jerez, F.J. Alcalá, F.Vidal, and C. Enomoto (2013): "Local site effect microzonation of Lorca town (Southern Spain)". *Bulleting of Earthquake Engineering*, Vol. 4 (4), doi: 10.1007/s10518-013-9491-y

Park, C. B. (1995): "Characterization of geotechnical sites by Multichannel Analysis of Surface Wave". Seoul, Korea.

Park, C. B., R.D. Miller and J. Xia (1996): "Multi-Channel Analysis of Surface Wave usin Vibroseis (MASWV)": *Society of Exploration Geophysicists (SEG)*, 68-71.

Park, C. B., R.D. Miller, J. Xia and J. Ivanov (2000): "Multichannel seismic surface-wave methods for geotechnical application". St. Louis.

Park, C. B., R.D. Miller, J. Xia and J. Ivanov (2000): "Characterization of geotechnical sites by Multichannel Analysis of Surface Wave (MASW) Method". Philadelphia.

Park, C. B., N. Ryden and P. Ulriksen (2003): "The MASW method- what and where it is". Norway.

Rey Pastor, A. (1951): "Estudio sismotectónico de la región Sureste de España". Instituto Geográfico y Catastral, Madrid.

Vidal, F., M. Navarro, C. Aranda and T. Enomoto (2013): "Changes in dynamic characteristics of Lorca RC buildings from pre- and post-earthquake ambient vibration data". *Bulletin of Earthquake Engineering*, doi:10.1007/s10518-013-9489-5

Xia, J., R.D. Miller and C.B. Park (2003): "Inversion of high frequency surface wave with fundamental and higher modes". *Journal Applied Geophysics*.

Xia, J., C.B. Park, J.A. Hunter, J.B. Harris and J. Ivanov (2002): "Comparing shear-velocity profiles from multichannel Analysis of surface wave with borehole measurement".*Soil Dynamics and Earthquake Engineering (SDEE)*., 181-190.

Risco de tsunami em Lagos – Rotas de evacuação
Tsunami risk in Lagos – Evacuation routes

André Trindade[(1)], Cristina Catita[(1,2)], Rachid Omira[(3)], Maria Ana Baptista[(2,4)] e Paula Teves-Costa[(1,2,5)]

[(1)] FCUL - DEGGE, Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C8, 1749-016 Lisboa, andrextrindade@yahoo.com
[(2)] IDL - Instituto Dom Luiz, Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C8, 1749-016 Lisboa, cmcatita@fc.ul.pt
[(3)] IPMA - Instituto Português do Mar e da Atmosfera, Rua C do Aeroporto, 1749-077 Lisboa, Rachid.omira@ipma.pt
[(4)] ISEL - Instituto Superior de Engenharia de Lisboa, R. Conselheiro Emídio Navarro 1, 1959-007 Lisboa, mavbaptista@gmail.com
[(5)] CERU – Centro Europeu de Riscos Urbanos, Av. Elias Garcia 7 – 2º, 1000-146 Lisboa, ptcosta@fc.ul.pt

SUMMARY

The Algarve coast, namely the city of Lagos, has historically been affected by devastating natural hazards including earthquakes and tsunamis. It becomes imperative to study the vulnerability, as well as finding ways to increase the level of resilience and adaptive capacity of populations. Risk assessment is a multidisciplinary area, and generally should have a spatial representation in map form achieved using GIS tools. This paper as part of an interdisciplinary research project, aims to develop in a GIS environment, evacuation routes and locations of shelters in case of tsunami in order to increase the resilience level mitigating the tsunami risk. The results in form of maps should be useful for decision makers and local authorities in the planning and management of emergency situations.

1. INTRODUÇÃO

No âmbito do projecto VULRESADA, coordenado pelo Centro Europeu de Riscos Urbanos (CERU), tem estado a ser realizado um estudo sobre a redução das vulnerabilidades em Lagos, face ao risco sísmico e de tsunami. Após uma primeira fase de identificação da perigosidade sísmica e da elaboração de cenários de tsunami, realizaram-se vários estudos sobre a vulnerabilidade da população, a vulnerabilidade do edificado e medidas para minimizar o risco e aumentar a resiliência da população.

Apresenta-se neste trabalho uma síntese do estudo desenvolvido numa tese de mestrado, onde se elaboraram rotas de evacuação e a identificação de locais seguros para a população no caso da ocorrência de tsunami.

O território de Portugal continental revela uma elevada susceptibilidade à ocorrência de sismos e tsunamis, tanto pela sua localização junto uma margem continental de orientação norte-sul, relacionada com a abertura do Atlântico Norte, como pela sua proximidade e posição relativamente à Zona de Fractura Açores-Gibraltar, (limite entre as placas litosféricas Euroasiática e Africana). Esta região foi designada por AT2- "Atlantic" no catálogo *Genesis and Impact of Tsunamis on the European Coasts* (GITEC) e estende-se dos Açores ao estreito de Gibraltar, (Baptista, 1998; Baptista & Miranda, 2009).

Nesta região definiram-se zonas de geração de grandes sismos e tsunamis que afectam a faixa costeira portuguesa. A secção central da Zona de Fractura dos Açores-Gibraltar (ZFAG) é constituída pela zona de fractura Falha da Gloria na qual já foram relatados dois sismos tsunamigénicos (25 de Novembro de 1941 e 26 de Maio de 1975) de amplitude máxima em Lagos. O Banco de Gorringe é a região leste da ZGAF situado entre a planicie Abissal do Tejo a Norte e a planície Abissal de Ferradura a Sul. Fora encontradas na documentação histórica, referências ao tsunami do ano de 60 a.c. gerado por um sismo com epicento provável nesta zona, outro no ano de 382 d.c. que gerou um tsunami observado ao largo do cabo de S. Vicente, um tsunami a 24 de agosto de 1356 e por último um sismo que também gerou o tsunami de amplitude reduzida de 28 de fevereiro de 1969.

A Margem Sudoeste Ibérica localiza-se ao longo da costa Sul do Algarve estendendo-se para leste até Gibraltar. A Falha do Banco de Portimão está incluida nesta zona que possui sismicidade frequente. A Zona do Prisma Acreccionário de Gibraltar-Alboran inclui a falha do Golfo de Cadiz, que actualmente aparenta estar inactiva. A Zona das falhas de Ferradura e Marquês de Pombal que se situa entre a zona do Banco de Gorringe e as zonas Sul algarvia e o Prisma acreccionário de Gibraltar-Alboran, é considerada como a fonte mais provável do evento de 1755. A zona SWIT (*SouthWest Iberian Transpressive Domain*) é composta por um conjunto de falhas de desligamento, que se estendem entre a falha da Glória e NW de Marrocos. A SWIT engloba como sub-regiões as zonas do Banco de Gorringe, de Ferradura/Marquês de Pombal, do Sul do Algarve e de Alboran-Gibraltar (figura 1).

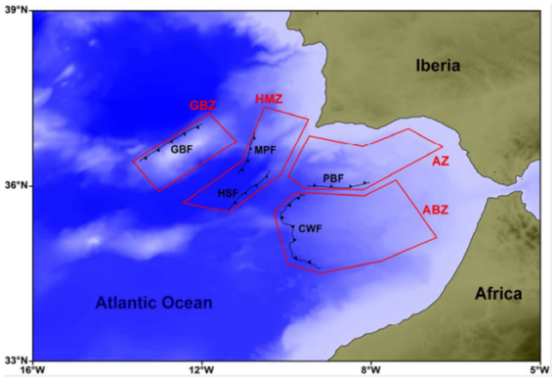


***Figura 1* – Potenciais zonas tsunamigénicas a sudoeste da Ibéria e principais falhas. GBZ: Zona do Banco de Gorringe; HMZ: Zona de Ferradura/Marquês de Pombal; AZ: Zona Sul do Algarve; ABZ: Prisma acreccionário de Gilbrater-Alboran; GBF: Falha do Banco de Gorringe; MPF: Falha de Marquês de Pombal; HSF: Falha de Ferradura; PBF: Falha do Banco de Portimão; e a CWF: Falha do Golfo de Cadiz. Fonte: Omira et al. (2009b).**
(*Potential tsunamigenic areas in southwest Iberia and main faults. Source: Omira et al., 2009.*)

O problema da localização de Portugal na proximidade de fontes sismogénicas e tsunamigénicas vai entroncar-se com outro problema que consiste na forte urbanização da faixa costeira do país. A cidade de Lagos pode ser considerada uma *Natural Hazard Area* como o demonstram os estudos geotectónicos e a sua história sísmica e tectónica.

A vulnerabilidade a tsunami exprime a capacidade que determinado elemento tem para resistir ou ser afectado pelo evento geofísico, sendo condicionada pela acção do sismo de determinada severidade. A estratégia de evacuação pode ser encarada como etapa da gestão do risco tanto numa fase de preparação, aumentando a capacidade de resposta e consequentemente a resiliência da população e na fase de resposta associada ao domínio da gestão da emergência. Enquanto a fase de preparação passa

principalmente pela antecipação do desastre, a gestão de emergência possui um carácter reactivo, de resposta imediata ao evento danoso.

Com este trabalho procurou-se conhecer a vulnerabilidade tanto do edificado como da população e, a partir destas, com recurso a ferramentas SIG, delinear uma rede de rotas de evacuação e localizar locais seguros de abrigo.

2. TRATAMENTO E PRÉ-PROCESSAMENTO DOS DADOS

A informação alfanumérica sobre as características do edificado/alojamente e população foi extraida da base de dados dos Census 2011 disponibilizada pelo INE (Instituto Nacional de Estatística). A informação cartográfica (dados vectoriais georreferenciados) foram extraídos da Carta Administrativa Oficial de Portugal (CAOP) na sua versão actual de 2013 (formato *shapefile*) e das cartas em Modelo Numérico Topo-Cartográfico (MNTC) 1: 2 000 (formato *dgn*) fornecidas pela AMAL (Associação de Municipios do Algarve). O maior nível de desagregação possivel dos dados provenientes dos Census é a subsecção estatística, o qual foi adoptado como unidade territorial de trabalho.

A área de estudo seleccionada para este trabalho não se restringe somente ao centro histórico da cidade de Lagos, mas abrange também as faixas litorais (Baía de Lagos) das antigas freguesias de São Sebastião e Santa Maria, actual União das freguesias de Lagos até à Meia Praia (figura 2). Esta escolha deve-se ao âmbito do estudo, não só da vulnerabilidade mas também da evacuação, o que implica a acção sobre uma área afectada pelo perigo de tsunami assim como o conhecimento das outras áreas adjacentes que sejam seguras e apropriadas (ou não) para a evacuação.



***Figura 2* - Mapa de equadramento da área de estudo.**
(*Framework map of the study area.*)

Os dados relativos às áreas afectadas por tsunami foram fornecidos sob a forma de grelhas de simulação de inundação por tsunami facultadas pelo Instituto Dom Luiz (IDL-UL). Estas grelhas foram geradas utilizando o modelo COMCOT-Lx (Cornell Multigrid Coupled Tsunami Model) (Omira et al., 2009b) que inclui a resolução das equações da hidrodinâmica nomeadamente a NLSW (*Non Linear Shallow Water*) e os cálculos do *run-up* (espraiamento), do *run-in* (máxima distância de inundação), da área inundada e da velocidades do fluxo em terra. Estas simulações necessitaram de DTM's (Modelos Digitais de Terreno) topobatimétricos de alta resolução (10m) mas as grelhas resultantes foram sujeitas a uma generalização para uma resolução de 50m. O pré-processamento aplicado a estas grelhas que abrangem toda a região do Algarve consistiu na atribuição do sistema de coordenadas definido para todo o projecto (ETRS – 1989 TM06-Portugal) e pela aplicação de uma máscara correspondente ao limite administrativo do concelho de Lagos.

Toda esta informação foi agregada numa nova base de dados geográfica na qual as subsecções estatísticas da área de estudo (da base cartográfica da CAOP) acabaram por ser "povoadas" pelos atributos seleccionados das tabelas dos Census 2011 e pelos valores de altura de onda das grelhas de simulação de inundação por tsunami. Os dados dos Census 2011 foram agregados à CAOP pelo código da Base Geográfica de Referenciação de Informação (BGRI) do INE, comum às duas bases de dados. Os atributos dos Census contabilizam o número de edifícios de cada subsecção estatística. Para que estes fossem classificados segundo os parâmetros necessários para a estimação da vulnerabilidade (material de construção, época de construção e número de pisos) foram calculadas as percentagens de cada atributo relativamente ao total de edificios da subsecção. A atribuição de determinada classe a cada área estatística obedeceu ao critério maioritário (percentagem superior a 55%) contudo, nem todas as subsecções respeitaram esta condição em relação a um ou mais parâmetros de classificação sendo então definidas como heterogéneas (cerca de 22%). Estas áreas heterogéneas foram posteriormente "homogenizadas", uma a uma, reduzindo primeiro o critério maioritário para >50% e, no caso de permanecerem heterogéneas, considerando o atributo predominante de cada parâmetro e a classificação das áreas da vizinnhança.

Para se integrar os valores de inundação na base de dados, desencadeou-se um processo de extracção e junção dos valores dos *pixels* das grelhas (em ambiente SIG) pela média em cada subsecção estatística da área de estudo. A resolução espacial das grelhas de inundação foi convertida para 10m para que todas as subsecções estatísticas interceptassem pelo menos um ponto central de um *pixel* das grelhas. O método de interpolação seleccionado foi o Kriging Ordinário, por apresentar o RMS (erro médio quadrático) mais baixo após terem sido testados vários métodos.

Das folhas da carta topo-cartográfica correspondentes à área de estudo foram extraídos os polígonos correspondentes aos edifícios e as linhas da rede de estradas necessárias para a modelação da evacuação.

3. METODOLOGIA

3.1 VULNERABILIDADE DO EDIFICADO

A estimação de um índice de vulnerabilidade referente ao edificado (parque habitacional) teve por base a adaptação da metodologia RISK-UE adoptada em Barreira et al. (2010) para a vulneradilidade sísmica das estruturas, combinada com a metodologia BTV (*building tsunami vulnerability*) Batista et al. (2006) que já introduz na estimação dados de modelos de inundação. Esta metodologia desenvolveu-se em quatro etapas, a primeira de classificação tipológica do edificado, a segunda de caracterização das classes tipológicas segundo um índice de vulnerabilidade estrutural, a terceira de integração dos valores de altura de onda das áreas inundadas e por fim a quarta de estimação do índice de vulnerabilidade a tsunami.

Após o pré-processamento dos dados dos census descritos no ponto anterior, nomeadamente a homogenização das subssecções estatísticas, procedeu-se à sua efectiva classificação segundo os três parâmetros mencionados. O parâmetro "material de construção" foi dividido em três classes maioritárias, alvenaria com placa, alvenaria sem placa e betão. A percentagem de edifícios de taipa/adobe e de outros materiais foi sempre residual ou inexistente em praticamente todas as subsecções e, por essa razão não constituiram classe. A epoca de construção foi agregada em 5 classes (antes de 1919; 1919-1960; 1961-1985; 1986-2000; 2001-2011). O número de pisos foi classificado segundo os atributos nativos da base de dados dos Census 2011 sendo estes um ou dois pisos, três ou quatro pisos e cinco ou mais pisos.

Como referido em Barreira et al. (2010) a classificação que melhor se adequa para a aplicação do método RISK-UE baseia-se no par material de construção-idade, enquanto o número de pisos deve ser considerado como factor de agravamento ou desagravamento do índice de vulnerabilidade. Seguindo este pressuposto resultaram 10 classes tipológicas, divididas em alvenaria (agregaram-se as classes de alvenaria com e sem placa, por estas últimas serem maioritárias em pequenas subsecções adjacentes às com placa) e betão para cada uma das classes de época de construção. Obteve-se assim a distribuição espacial para a área de estudo da classificação tipológica final.

A escala EMS-98 (Grünthal, 1998) descreve linguisticamente os diferentes graus de pertença de determinada tipologia em relação a uma classe de vulnerabilidade (tabela 1): Classe mais provável; Classe eventual; Classe improvável. Para a interpretação quantitativa destes termos linguísticos em Giovinazzi & Lagomarsino (2004) é aplicada a teoria dos conjuntos difusos (*Fuzzy Set Theory*) que discrimina esses limiares de vulnerabilidade de cada tipologia (tabela 2).

Tabela 1 **- Correlação entre classes de vulnerabilidade e tipologia segundo EMS-98**

Typologies		Building type	Vulnerability Classes					
			A	B	C	D	E	F
	M1	Rubble stone						
	M2	Adobe (earth bricks)						
	M3	Simple stone						
	M4	Massive stone						
	M5	Unreinforced M (old bricks)						
	M6	Unreinforced M with r.c. floors						
	M7	Reinforced or confined masonry						
Reinforced Concrete	RC1	Frame in r.c. (without E.R.D)						
	RC2	Frame in r.c. (moderate E.R.D.)						
	RC3	Frame in r.c. (high E.R.D.)						
	RC4	Shear walls (without E.R.D)						
	RC5	Shear walls (moderate E.R.D.)						
	RC6	Shear walls (high E.R.D.)						
Stell	S	Steel structures						
Tiber	W	Timber structures						

Situations: Most probable class; Possible class; Unlikely class (exceptional cases)

Tabela 2 **– Limiares numéricos do índice de vulnerabilidade de cada classe EMS-98**

Typologies		Building type	ulnerabilità Classes				
			$V_{I\,min}$	V_I^-	V_I^*	V_I^+	$V_{I\,max}$
Masonry	M1	Rubble stone	0.62	0.81	0.873	0.98	1.02
	M2	Adobe (earth bricks)	0.62	0.687	0.84	0.98	1.02
	M3	Simple stone	0.46	0.65	0.74	0.83	1.02
	M4	Massive stone	0.3	0.49	0.616	0.793	0.86
	M5	Unreinforced M (old bricks)	0.46	0.65	0.74	0.83	1.02
	M6	Unreinforced M with r.c. floors	0.3	0.49	0.616	0.79	0.86
	M7	Reinforced or confined masonry	0.14	0.33	0.451	0.633	0.7
Reinforced Concrete	RC1	Frame in r.c. (without E.R.D)	0.3	0.49	0.644	0.8	1.02
	RC2	Frame in r.c. (moderate E.R.D.)	0.14	0.33	0.484	0.64	0.86
	RC3	Frame in r.c. (high E.R.D.)	-0.02	0.17	0.324	0.48	0.7
	RC4	Shear walls (without E.R.D)	0.3	0.367	0.544	0.67	0.86
	RC5	Shear walls (moderate E.R.D.)	0.14	0.21	0.384	0.51	0.7
	RC6	Shear walls (high E.R.D.)	-0.02	0.047	0.224	0.35	0.54
Stell	S	Steel structures	-0.02	0.17	0.324	0.48	0.7
Tiber	W	Timber structures	0.14	0.207	0.447	0.64	0.86

O índice de vulnerabilidade $\overline{V}_I$ é então dado pela expressão:

$$\overline{V}_I = V_I^* + \Delta V_R + \Delta V_m \quad (1)$$

Onde V_I^* é o valor médio do índice tipológico de vulnerabilidade; ΔV_R é o factor regional de vulnerabilidade (foi considerado 0,08) e ΔV_m são o conjunto de factores de agravamento e desagravamento.

Como não foi realizado um levantamento de campo das características dos edifícios para poder identificar em concreto as classes EMS-98 presentes na área de estudo, utilizaram-se para o efeito os valores médios do índice das classes (par material-idade) calculados para Lisboa (Barreira et al., 2010). Nesse estudo existir apenas 8 classes, pelo que nem todas as classes tipológicas estabelecem correspondência directa, tendo-se aplicado nesses casos específicos (Alvenaria85-00, Alvenaria01-11, Betão<1919, Betão85-00 e Betão01-11) um factor de desagravamento referente ao estado de conservação de -0,04 em relação à classe anterior (exepto para a classe Betão<1919 à qual foi aplicado um factor de agravamento de 0,04).

As classes de número de pisos, como já referido, constituíram também um factor de modificação de comportamento (agravamento/desagravamento) aos quais foram atribuidos os valores expressos da tabela 3.

Tabela 3 **- Factor de modificação de comportamento (agravamento/desagravamento) para classes de número de pisos**

	Alvenaria	Betão
1 ou 2 pisos	-0,04	-0,02
3 ou 4 Pisos	0	0
5 ou mais Pisos	0,04	0,02

Foram então utilizados os seguintes valores de índice de vulnerabilidade médio para calcular $\overline{V}_I$ de cada classe tipológica (tabela 4).

Tabela 4 **- Valores médios dos índices de vulnerabilidade para as tipologias de Alvenaria e Betão (adaptado de Barreira et al., 2010)**

Classe Tipológica	Mínimo	Médio	Máximo
Alv<1919	0.531	0.773	1.016
Alv19_60	0.491	0.745	1.056
Alv61_85	0.491	0.700	0.956
Alv85_00	0.447	0.630	0.832
Alv01_11	-	0.616	-
Bet<1919	-	0.685	-
Bet19_60	0.522	0.681	0.742
Bet61_85	0.482	0.644	0.752
Bet85_00	0.458	0.551	0.658
Bet01_11	0.426	0.529	0.722

Após o calculo de $\overline{V}_I$ fêz-se corresponder o resultado de cada subsecção estatística a uma classe de vulnerabilidade EMS-98 segundo os seguintes limiares tabulados em Giovinazzi & Lagomarsino (2004) (tabela 5). O dano esperado não foi estimado nesta fase do trabalho pois será posteriormente associado ao índice de vulnerabilidade a tsunami do edificado que envolve já cenários de inundação.

Tabela 5 **– Valores do Índice de vulnerabilidade para as classes de vulnerabilidade. (Fonte: Giovinazzi & Lagomarsino, 2004)**

	$V_{I\,min}{}^c$	$V_I{}^{c-}$	$V_I{}^{c*}$	$V_I{}^{c+}$	$V_{I\,max}{}^c$
A	1.02	0.94	0.9	0.86	0.78
B	0.86	0.78	0.74	0.7	0.62
C	0.7	0.62	0.58	0.54	0.46
D	0.54	0.46	0.42	0.38	0.3
E	0.38	0.3	0.26	0.22	0.14
F	0.22	0.14	0.1	0.06	-1.02

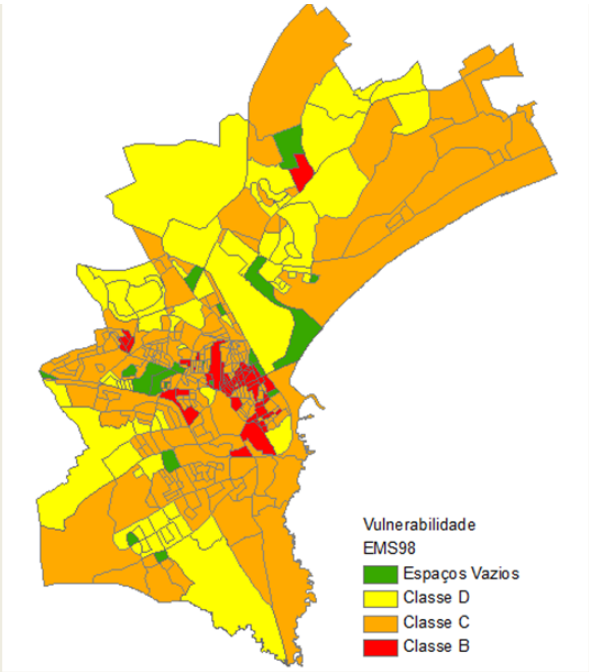


Figura 3 **– Mapa de classificação da vulnerabilidade estrutural do edificado**
(*Structural vulnerability of the buildings classification map*)

Das regiões tsunamigénicas já anteriormente referidas foram seleccionadas três como sendo suficientemente próximas e potencialmente geradoras de perigo de *tsunami*. Segundo o estudo de Omira et al. (2009a) é claramente demonstrado que a Zona Ferradura – Marquês de Pombal (HSMP), a Zona do Banco de Portimão (PBF) e a Zona do Prisma Acrecionário do Golfo de Cadiz (CWF) são as regiões com características mais favoráveis à geração de *tsunamis* de impacto significativo em Lagos.

A zona HSMP é considerada uma fonte compósita das duas falhas por estas terem uma continuidade geométrica e segundo Ribeiro et al. (2006), é a proposta melhor aceite como sendo a fonte geradora do evento de 1755 e que, nas mesmas condições, pode ser encarado como o pior senário tendo, segundo Rio et al. (2003), um período de retorno de pouco mais de 1200 anos. As duas outras fontes são interessantes para este trabalho tendo em conta a proximidade e consequente reduzido tempo de viagem da primeira onda. A zona CWF foi também escolhida por fornecer um cenário de menor risco. Foram então considerados os cenários extremos para cada uma dessas zonas especificados na tabela 6.

Na figura 4 apresenta-se a altura média da onda por subsecção estatística para o cenário HSMP2.

O índice de vulnerabilidade a tsunami do edificado foi gerado pela combinação das classes de vulnerabilidade EMS-98 com os valores médios de altura de onda por subsecção estatística dos três cenários de inundação por tsunami. A estimação deste índice foi feita segundo a equação 2 atribuindo-se um factor de peso a cada classe e um factor de classificação e calculando posteriormente uma média ponderada.

$$IVTE(\%) = \frac{(F_{c.e} \times F_{p.e}) + (F_{c.i} \times F_{p.Pi})}{\sum_{k=1}^{2} (F_{c.max} \times F_{p})_k} \times 100 \qquad (2)$$

Onde k é o número do critério e $F_{c.max}$ corresponde ao valor máximo do factor de classificação.

A vulnerabilidade estrutural do edificado já anteriormente classificada de acordo com a Escala Macrosísmica Europeia, distingue 3 classes (figura 3): Classe B (vulnerabilidade alta); Classe C (vulnerabilidade média); Classe D (vulnerabilidade média-baixa). A cada uma destas classes foi atribuído um factor de classificação ($F_{c.e}$) consoante o grau de vulnerabilidade (B-3, C-2, D-1) e um factor de peso ($F_{p.e}$) para todo o critério de 2. O segundo critério considerado na vulnerabilidade a *tsunami* foram as áreas inundadas classificadas a partir dos valores de altura de onda em 4 classes para cada cenário (tabela 7). O factor de peso atribuído ao critério inundação ($F_{p.i}$) foi 1. Pode-se justificar a atribuição de um peso menor que o atribuído à condição do edificado, por este ter maior influência que a altura da onda, que se relaciona mais com a localização, neste caso da subsecção estatística.

Tabela 6 **- Parâmetros de falha dos cenários tsunamigénicos (L: comprimento da falha; W: largura da falha; *Dip, Strike, Rake*: inclinação, azimute e direcção do movimento da falha; *Depth*: Profundidade do fundo do mar ao topo da falha; μ: módulo de rigidez; *Slip*: deslizamento sobre o plano de falha; Mw: Magnitude)**

Parâmetros	Falha		
	Ferradura Marquês de Pombal	Banco de Portimão	PAGC
	Cenário		
	HSMP2	PBF2	CWF4
L (Km)	120	115	170
W (Km)	80	60	200
Dip (º)	35	24	5.0
Strike (º)	20.1	266.3	349
Rake(º)	90	90	90
Depth (km)	5.0	5.0	5.0
μ ($x10^{10}$ Pa)	4.5	4.5	3.0
Slip (m)	12.0	9.5	16
Mw	8.75	8.25	8.75

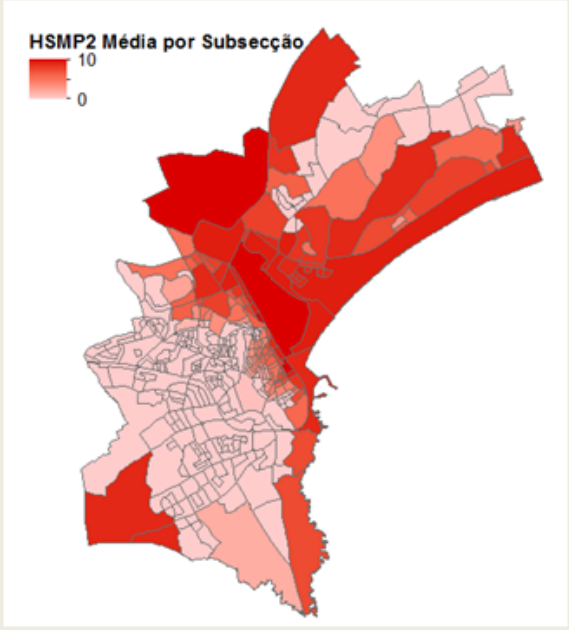


Figura 4 **– Cartas de inundação por subsecção estatística para o cenário HSMP2.**
(Flood map by statistical subsection for HSMP2 scenario.)

***Tabela 7* – Factor de classificação da altura média da onda para os três cenários de inundação**

Cenário de inundação	Altura média da onda (m)	Factor de classificação ($F_{c,i}$)
HSMP2	0-3	1
	3-6	2
	6-9	3
	9-11	4
PBF2	0-3	1
	3-6	2
	6-9	3
	9-10	4
CWF4	0-2	1
	2-4	2
	4-6	3
	6-8	4

Os valores de percentagem do IVTE calculados pela Eq.2 são associados a um grau de dano esperado para os edifícios da subsecção. Foram consideradas então cinco categorias de nível de dano variando de D0 (sem dano) a D4 (colapso provável). Cada categoria de dano é definida consoante um intervalo da vulnerabilidade estimada para dar uma ideia mais clara no que diz respeito aos limites de resistência estrutural dos edifícios contra inundação por tsunami (tabela 8).

***Tabela 8* - Classificação dos graus de dano**

Categoria de dano esperado	IVTE	Designação
D0	0-20%	Sem danos
D1	20-40%	Danos leves
D2	40-60%	Danos moderados
D3	60-80%	Danos severos
D4	80-100%	Colapso provável

3.2 – ROTAS DE EVACUAÇÃO

Os mapas de rotas de evacuação por tsunami não são impressos nem elaborados como mapas compostos, mas são criados mapas dinâmicos *ad hoc* para apoiar a tomada de decisão durante as operações de evacuação (Scheer et al., 2011). Por esta razão os dados necessários para a elaboração de um plano de evacuação deve permitir uma análise tanto flexível quanto possivel para que se possa adaptar a diferentes cenários de desastre.

Neste trabalho a evacuação por tsunami foi encarada como um problema assente na teoria de grafos, onde se procura maximizar o fluxo de pessoas que se deslocam numa rede, enquanto se tenta minimizar os custos dessa mesma deslocação.

A modelação das rotas de evacuação implicou portanto a utilização da extensão *Network Analyst* do ArcGIS (ESRI) para a criação de uma rede de estradas, a definição dos atributos da rede (custos, descritores e restrições), a identificação dos pontos de origem ou partida (localizados nas áreas inundadas) e dos pontos de destino (localizados em áreas seguras) e, por fim, a aplicação do algoritmo CASPER de optimização de rotas para diferentes cenários de evacuação.

A extensão *Network Analyst* está vocacionada para análise de redes de transport. Neste caso pretende-se simular circulação pedonal, excluindo-se a utilização de automóveis ou de outros veículos (são desaconselhados para a evacuação, não só por obstruirem a via mas, principalmente por representarem uma ameaça à integridade física dos pedestres). Para adaptar a rede a este tipo de mobilidade foi necessário desprezar atributos da rede como o *Oneway* (sentido único) e *Turns* (curvas e mudanças de direcção), para conferir o grau de liberdade de deslocação pretendido.

Como atributos de custo ou impedância da rede (informação que se obtêm como *output* de cada rota depois de calculada) foram acrescentados o tempo que se demora a percorrer cada elemento da rede em minutos e a distância em metros. O atributo de distância é portanto associado ao comprimento de cada segmento (*shape_lenght* de cada *edge*) do tema original das estradas (rede viária). O custo de tempo de viagem em minutos requer o conhecimento da velocidade de deslocação da população a ser evacuada. Para a determinação deste valor, interessou por outro lado, distinguir o tipo de vias, por se tratar de um factor que pode condicionar a velocidade a que uma pessoa se desloca. Na rede viária da área de estudo encontram se dois tipos de vias diferentes, *road* e *steps*. Assumiu-se como velocidade média de deslocação de um ser humano 1,04 m/s em estrada normal e no caso das escadas, devido à difícil mobilidade, este valor foi reduzido para 0,5 m/s (Scheer et al. 2011).

O cálculo do tempo de deslocação foi integrado em dois novos campos da tabela de atributos, FT_Minutos e TF_Minutos referentes ao sentido da deslocação (FT – direcção da digitalização, TF- direcção oposta da digitalização), segundo a fórmula:

$$\text{Tempo minutos} = (\text{shape\_ length}/\text{speed})/60 \qquad (3)$$

Devido ao problema de engarrafamento das vias numa situação de evacuação, é necessário introduzir no modelo um atributo que permita simular a capacidade de fluência/escoamento da rede com o objectivo de optimizar as rotas tendo em conta o fluxo máximo de pessoas por via. Foi então adicionado um atributo descritor da capacidade da estrada, adaptando-se o atributo preexistente LANES (número de faixas de rodagem) ao número de pessoas que poderão circular em simultâneo por faixa.

O limite mínimo da largura das faixas de rodagem definido no capítulo de Infra-estruturas rodoviárias e estacionamento do PDML é de 6m. Assumindo-se que os passeios, bermas e valetas podem estar obstruidos por canteiros, mobiliário urbano, sinais de trânsito ou veículos estacionados, e considerando que o termo LANES refere-se ao número de vias de trânsito por faixa, optou-se por atribuir o valor de 3m a cada via. O atributo Capacidade acabou por ser igual ao número do atributo LANES multiplicado por 4 (referente ao número de pessoas).

Os atributos do tipo restrição servem para limitar ou excluir alguns elementos da rede aquando da análise. Neste caso específico consideraram-se como restrições as estradas que poderão ficar bloqueadas pelo colapso de edifícios. Estas barreiras foram digitalizadas sob o formato de pontos sobre o layer das estradas, nas vias que se encontram entre dois edifícios classificados como D4 (IVTE 80-100%) em termos de categoria de dano esperado em cada um dos cenários de inundação (Figura 5).

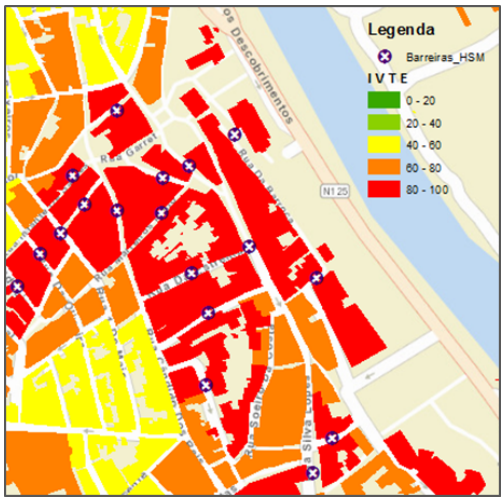


***Figura 5* – Exemplo de localização de barreiras, cenário HSMP.**
(Example of barriers location, HSMP scenario.)

As zonas a evacuar foram aqui denominadas de áreas críticas e são compostas pelas subsecções estatísticas sistematicamente inundadas nos três cenários de inundação analisados. Foram geradas a partir da junção dos mapas de altura média de onda dos tês cenários, correspondendo às subsecções com valor maior que zero. As áreas consideradas como seguras foram todas as subssecções com valor igual a zero.

De modo a que seja possivel gerar rotas de evacuação são necessários dois conjuntos de pontos. os pontos de origem e os pontos de destino. Como pontos de origem consideraram-se os centroides das subsecções definidas como áreas críticas. Um aspecto importante na extracção dos pontos, foi a conservação dos atributos das subsecções, nomeadamente os referentes à população. Estes dados, servirão posteriormente para a simulação de rotas em situações temporalmente distintas com flutuações demográficas (dia-noite, época alta-época baixa). Por esta razão, os pontos de origem não foram extraídos da localização exacta dos edifícios.



***Figura 6* - Localização de pontos seguros para evacuação cidade de Lagos.**
(Safe evacuation points location to the city of Lagos.)

Os pontos de destino, de concentração ou encontro de evacuados que também podem ser chamados de abrigos horizontais, devem estar localizados em áreas seguras que não sejam totalmente rodeadas por áreas com risco de inundação.

Outro critério de escolha destes locais foi a relação com a rede de estradas, deve ser acessível, de preferência um ponto de confluência da rede e sem vias obstruídas na sua proximidade. Devem localizam-se junto a locais com baixa densidade de construções nomeadamente parques de estacionamento amplos, descampados ou espaços verdes pouco arborizados.

Procurou-se escolher locais relativamente próximos das áreas inundadas periféricas, para minimizar a distância dos pontos de origem, porque estas apresentam valores médios de altura de inundação apenas na ordem dos centímetros ou mesmo milímetros e também porque apenas num cenário mais extremo seriam efectivamente inundadas.

O cenário DEB foi assumido como o valor de População Presente (PP) da base de dados dos Census2011 por estes terem sido levantados durante o mês de Janeiro no período diurno. No que respeita ao cenário NEB considerou-se como população a evacuar o total de População Residente (PR) por subssecção estatística. Os dois cenários de época alta foram estimados de uma forma simplista (dado não se ter em posse a informação da ocupação turística), tendo em conta os resultados apresentados no estudo Modelação da Dinâmica e Mobilidade da População Presente na Região do Algarve, parte integrante do projecto ERSTA desenvolvido pelo CEG/UL em 2008. Neste estudo é apontado para o concelho de Lagos um incremento de cerca 100% da PP em relação à PR na época alta (dia de semana) num cenário maximalista. Adaptou-se portanto um valor de proporção menos optimista de 80% (para não criar assimetrias muito acentuadas entre subssecções) para o cenário DEA.

Segundo o Plano Municipal de Turismo (PEL - Plano Estratégico do Município de Lagos, 2005) a cidade de Lagos dispunha de 4746 camas oferecida pelos estabelecimentos hoteleiros existentes, o que prefaz 24% da PR da área de estudo, caso a taxa de ocupação fosse de 100%. Será falacioso admitir a generalização desta percentagem para todas as subsecções estatisticas (por esta depender fortemente da localização das unidades hoteleiras), mas para efeitos de simulação foi a assumida no cálculo do cenário NEA.

- DEB (Cenário Diurno-Época Baixa) = PP
- NEB (Cenário Nocturno-Época Baixa) = PR
- DEA (Cenário Diurno-Época Alta) = (PR*0,8)+PP
- NEA (Cenário Nocturno-Época Alta) = (PR*0,24)+PR

Para além do carregamento dos dados referentes aos evacuados, abrigos e barreiras nos respectivos *layers* do *Network Analyst* (*Zones, Evacuees* e *Barriers*), a criação de rotas de evacuação com o ArcCasper necessita a especificação dos atributos de impedância e custo, assim como a definição da *Critical Density per Unit Capacity* (constante que indica a densidade crítica de uma estrada por unidade de capacidade) e da *Saturation Density per Unit Capacity* (constante que indica a densidade de saturação de uma estrada). A densidade crítica refere-se ao número máximo de evacuados a circular sem que a velocidade de escoamento da rota seja afectada e a densidade de saturação representa o limite de evacuados a partir do qual a velocidade de escoamento da rota é reduzida para 0,368 (1/e) da velocidade original.

4. RESULTADOS

A partir dos resultados obtidos para os índices de vulnerabilidade a *tsunami* do edificado (IVTE) para os três cenários de inundação (figuras 7, 8 e 9), pode verificar-se que, em qualquer um dos casos, estão expostos ao perigo de uma onda de tsunami mais de 2000 edifícios (cenário HSMP – 2652 edifícios, cenário PBF – 2340 edifícios, cenário CWF – 2295 edifícios) na área de estudo.

Conclui-se também que a vulnerabilidade do edificado é significativamente influenciada pela localização (exposição a um maior valor de altura de onda): as áreas costeiras e das margens da Ribeira de Bensafim apresentam um IVTE mais elevado independentemente (ou com menor influência) da vulnerabilidade estrutural. O centro histórico da cidade de Lagos é a área na qual a vulnerabilidade estrutural, por apresentar tipologias construtivas mais "frágeis", tem maior peso no IVTE estimado que o critério da altura média da onda.

Como pode ser observado na figura 10 que indica o número de edifícios por classe de dano, as classes de dano D2 (dano moderado) e D3 (dano severo) são predominantes nos três cenários (entre 70 e 83% dos edifícios). No caso do cenário HSMP ocorre uma transferência mais acentuada de edifícios classificados com danos D2 para as classes D3 e D4 (cerca de metade do total de edifícios).

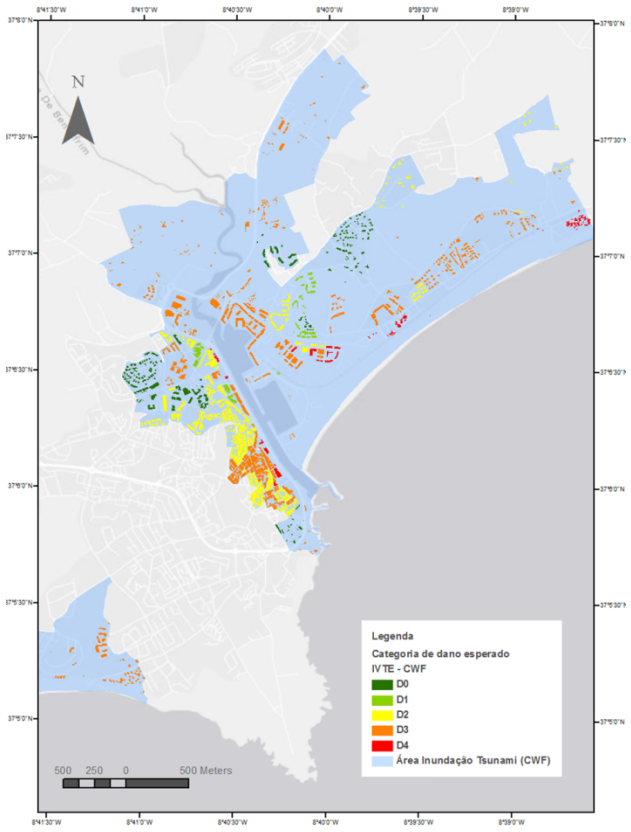


***Figura 7* – Carta de Vulnerabilidade a Tsunami do Edificado de Lagos para o cenário de inundação CWF.**
(Tsunami Building Vulnerability map of Lagos for the CWF flood scenario.)

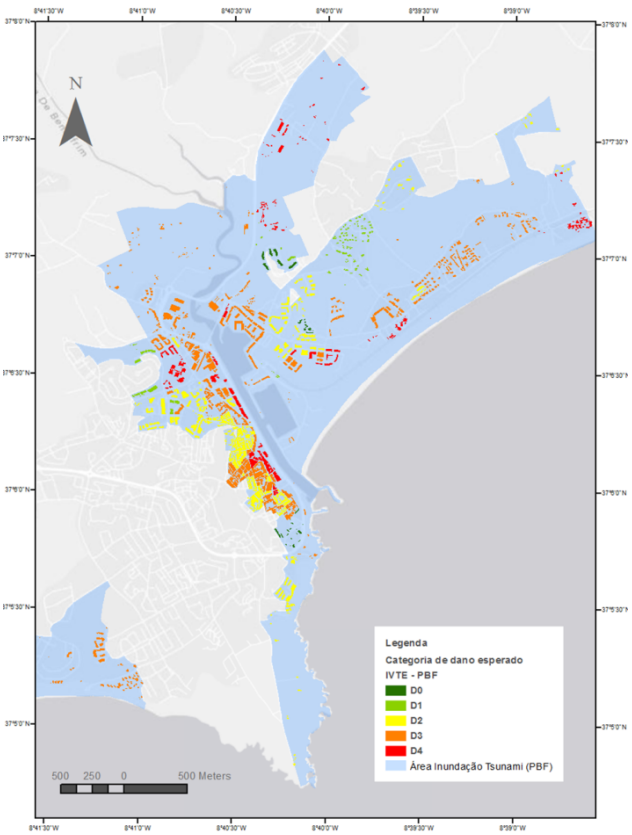


***Figura 8* – Carta de Vulnerabilidade a Tsunami do Edificado de Lagos para o cenário de inundação PBF.**
(Tsunami Building Vulnerability of Lagos for the PBF flood scenario.)

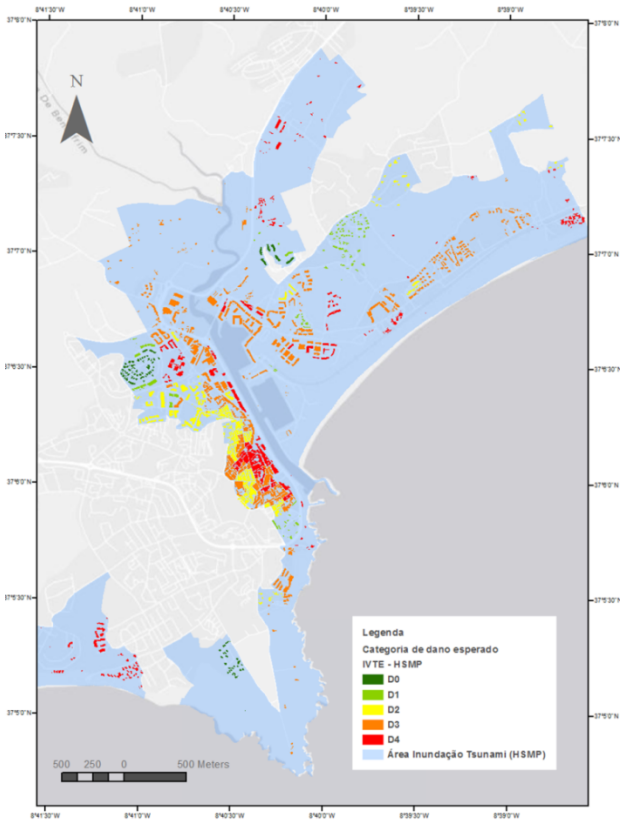


***Figura 9* – Carta de Vulnerabilidade a Tsunami do Edificado de Lagos para o cenário de inundação HSMP.**
(Tsunami Building Vulnerability of Lagos for the HSMP flood scenario.)

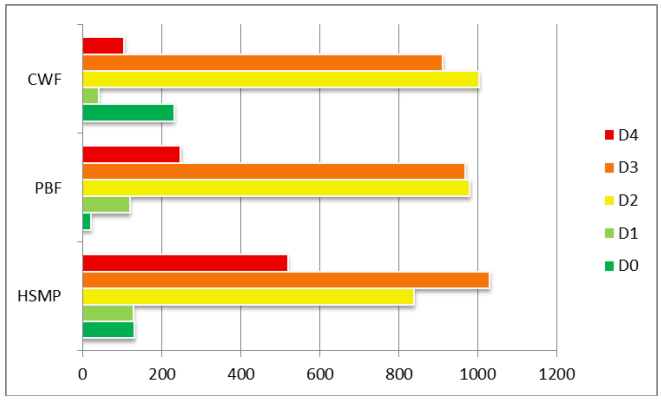


***Figura 10* – Número de edifícios por categoria de dano para os três cenários de inundação.**
(Number of buildings, for each damage level, for the three inundation scenarios.)

Com base nestas classificações pode também aferir-se a população que é directamente afectada em cada um dos cenários em função das condições de habitabilidade do edificado. A tabela 9 relaciona o número de habitantes (População Residente por subsecção estatística) por cada classe de dano e estima o número de desalojados tendo em conta que os edifícios classificados com D3 e D4 não apresentarão condições mínimas de habitabilidade após a inundação.

***Tabela 9* – População afectada - Número de habitantes (PR) por categoria de dano esperado nos três cenários de inundação**

	HSMP	PBF	CWF
D0	375	18	798
D1	283	279	94
D2	2319	2639	2796
D3	2155	1860	1514
D4	1192	905	294
Total	6324	5705	5496
Desalojados	3347	2765	1808

Em caso de tsunami não se consegue relacionar directamente o número de feridos ou mortos com o dano nos edifícios como em caso de sismo. Isto porque se parte do princípio de que é possível evacuar uma parte significativa da população antes da ocorrência do evento. As rotas de evacuação geradas na simulação foram classificadas consoante o tempo do percurso, o que permite a identificação dos percursos inviáveis que excedam o Tempo de Evacuação (TE).

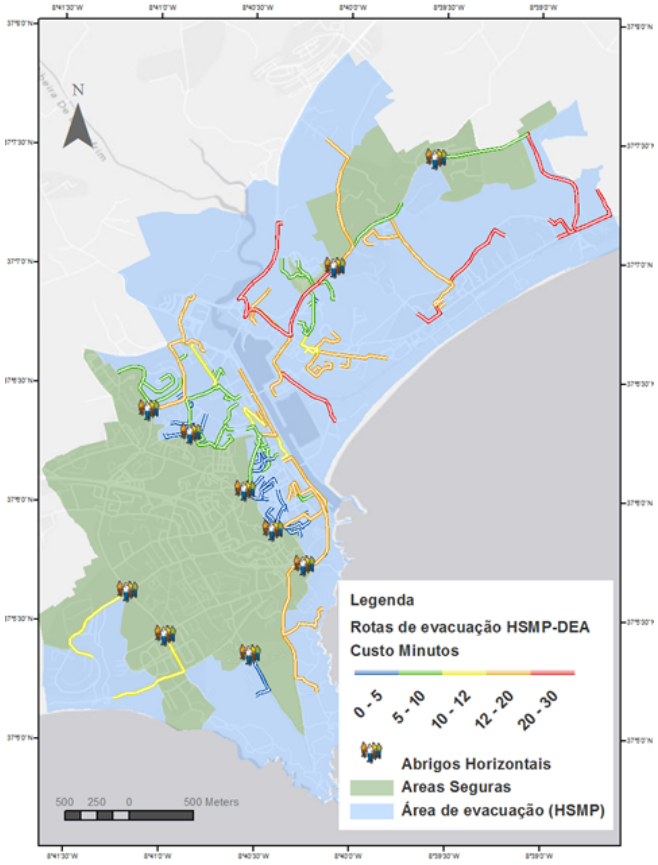


***Figura 10* – Carta de Rotas de evacuação para o cenário diurno em época alta e de inundação HSMP.**
(Evacuation routes for daytime scenario in the high season and HSMP flood.)

O Tempo necessário para a Evacuação é o periodo de tempo disponível entre a emissão do alerta de tsunami e a chegada da primeira onda. Post et al. (2009) referem que existem quatro componentes do tempo de evacuação que consistem no tempo de decisão (tempo que decorre entre a detecção oficial do evento e a decisão de soar o alarme), no tempo de notificação, no tempo de reacção ou preparação da população (TR) e no Tempo esperado de Chegada de ondas de Tsunami (TCT).

Os tempos de decisão e notificação foram agregados como Tempo de Aviso (TA) e assumiu-se como tempo médio por defeito 8 minutos (Dewi 2012). A resposta de uma pessoa requer o conhecimento dos sinais de aviso de tsunami (sismo, descida do nível do mar ou os avisos emitidos institucionalmente) e do conhecimento da comunidade de como proceder em caso de evacuação por tsunami. Trata-se de um tempo variável de pessoa para pessoa e foi assumido como tempo médio de reacção 10 minutos. O Tempo esperado de Chegada de ondas de Tsunami foi adoptado de Omira et al. (2009b) onde é estimado o Tsunami Travel Time (TTT) mínimo correspondente aos vários cenários MCE (*Maximum Credible Earthquake*) de inundação. Para o caso da costa de Lagos o TTT mínimo está entre os 25 e os 30 minutos.

O tempo de evacuação foi calculado a partir da seguinte fórmula adaptada de Post et al. (2009):

$$TE = TCT - TA - TR \quad (4)$$

TE = Tempo necessário para a evacuação (12 minutos)
TCT = Tempo esperado de Chegada de Ondas de Tsunami (30 minutos)
TA = Tempo do Aviso (decisão institucional e notificação) (8 minutos)
TR = Tempo de Resposta da População (10 minutos)

A estimação do TE foi imprescindível para a avaliação da necessidade ou não de serem implementados abrigos verticais no modelo de evacuação. Todas as rotas de evacuação que apresentem um tempo de percurso superior ao TE (12 minutos), ou seja que não permitam a evacuação segura em tempo útil, devem estar servidas por abrigos verticais.

Na tabela 10 estão contabilizados o número de evacuados das rotas de evacuação que excedem os 12 minutos e que portanto devem ser direccionados para abrigos verticais em cada cenário de evacuação analisado.

***Tabela 11* – Número de evacuados a ser direccionado para abrigos verticais por cenário de evacuação (Diferença entre popolação considerada por cenário e número de evacuados da simulação ArcCasper).**

Cenários	DEA	DEB	NEA	NEB
HSMP	1755	1085	1366	973
PBF	1667	1040	1297	924
CWF	1643	1016	1279	911

Os abrigos verticais devem ser estruturas em betão armado ou metálicas colectivas, com função residencial, escritórios ou parques de estacionamento elevados (Scheer et al. 2011), localizados nas áreas críticas. Devem ter um número de pisos superior à altura máxima da inundação (neste caso pode admitir-se 3 ou mais pisos) e deve ser um edifício classificado como D2 ou D3 do índice de vulnerabilidade tsunami. Os edifícios seleccionados devem também ser capazes de suportar danos provocados por detritos flutuantes de grandes dimensões, transportados pela onda no primeiro impacto ou durante o recuo das águas. Nos casos em que a seleção não apresente resultados junto aos percursos de rota com mais de 12 minutos deve ser sugerida uma nova localização para a construção de abrigos artificiais.

Partindo do cenário de evacuação mais extremo (maior área inundada e maior número de população a evacuar), o HSMP-DEA, geraram-se áreas de serviço para os 4 possíveis abrigos verticais num raio de 375 metros (distância percorrida em 12 minutos à velocidade de 1,04m/s). Estas áreas demonstram que memo assim alguns pontos críticos (origem das rotas nas subssecções estatísticas) continuam sem rotas de evacuação viáveis. Sendo assim são propostas na figura 11 quatro localizações para a construção de abrigos verticais artificiais ao longo da estrada Nacional M534 adjacentes à Meia Praia.

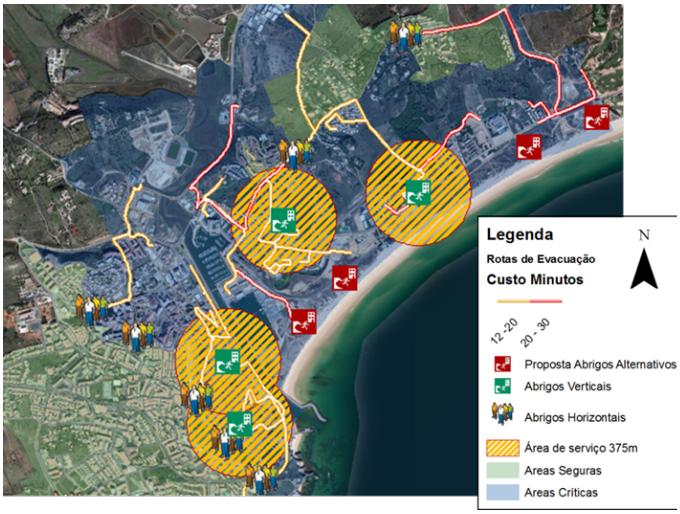


***Figura 11* – Carta de abrigos e rotas de evacuação inviáveis.**
(Map of shelters and unviable evacuation routes.)

5. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos conseguidos com a informação disponiveis mostraram-se relativamente satisfatórios, o que não invalida que no futuro sejam adoptadas metodologias mais minuciosas, exaustivas e rigorosas, integrando mais e melhores dados de diversas naturezas, necessários neste tipo de estudo, como por exemplo os levantamentos de campo.

Na metodologia adoptada neste trabalho não foram integrados outros factores importantes como por exemplo a vulnerabilidade económica que possibilitaria calcular o risco tendo em conta a as perdas económicas, ou a vulnerabilidade de infraestruturas críticas, que poderiam fornecer informação pertinente principalmente para as operações de recuperação do desastre.

Apesar disso, o contributo científico tanto das cartas de vulnerabilidade como das simulações realizadas para 12 cenários poderá ser útil às autoridades competentes responsáveis pelo planeamento e socorro.

Ainda no âmbito do projecto VULRESADA, esta metodologia poderá também vir a ser adaptada ao caso de estudo da cidade de Cascais, Portugal.

6. AGRADECIMENTOS

Este estudo foi desenvolvido no âmbito do projecto VULRESADA, coordenado e financiado pelo Centro Europeu de Riscos Urbanos (CERU). Um especial agradecimento à Câmara Municipal de Lagos (CML), à Associação de Municipios do Algarve (AMAL) e ao Instituto Dom Luiz (IDL-UL) pelos dados disponibilizados.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Baptista, M.A. (1998): "Génese, propagação e impacto de tsunamis na costa portuguesa", *Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa*, pp. 202.

Baptista, M.A, J.M. Miranda, and Luis, J.F., (2006): "In Search of the 31th March 1761 Earthquake and Tsunami Source", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 2, pp 713-721.

Baptista, M.A., and J.M., Miranda (2009): Revision of the Portuguese catalog of tsunamis, *Natural Hazards an Earth System Sciences*, pp. 1-18, www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/9/25/2009/

Barreira, E., P. Teves-Costa e R. Omira (2010): "Vulnerabilidade Sísmica do Parque Habitacional da Cidade de Lisboa", *Sísmica 2010 – 8º Congresso de Sismologia e Engenharia Sísmica, Programa QREN_PORL*, pp 1-11.

Costa, E., H. Vicêncio e P. Pires (2012): "Estudo do Risco Sísmico e de Tsunamis do Algarve (ERST),Faro", *RISCOS – Associação Portuguesa de Riscos, Prevenção e Segurança, Artigo da Revista Territorium*, nº 19, 2012, pp. 51-54.

Dewi, S. (2012): " A-Gis Based Approach of an Evacuation Model for Tsunami Risk Reduction ". *Journal of Integrated Disaster Risk Management* 2, 23, pp. 2185-8322.

Giovinazzi, S. and S. Lagomarsino (2004): " A Macroseismic Method For The Vulnerability Assessment Of Buildings ". 13th *World Conference on Earthquake Engineering*, Canada.

Gaspar, J., J.F. Rodriguez, M. Queiróz, E.B. Henriques, P. Palma e T. Vaz (2008): "Determinação das Vulnerabilidades Humanas em Situação de Risco Sísmico e Tsunamis. O Caso do Algarve", *ANPC e Faculdade de Letras/Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa, Inforgeo,* 2007/2008, pp. 51-66.

Grünthal, G. (1998): "European macroseismic scale 1998" *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie* 15. Luxembourg pp. 99

Omira, R., M.A. Baptista, J.M. Miranda, E. Toto, C. Catita and J. Catalão (2009a): "Tsunami vulnerability, assessment of Casablanca-Morocco using numerical modelling and GIS tools", *Nat Hazards,* published online: 24 september 2009.

Omira, R., M.A. Baptista, L. Matias, J.M. Miranda, C. Catita, F. Carrilho, and E. Toto (2009b): Design of a Sea-level Tsunami Detection Network for the Gulf of Cadiz, *Nat Hazards Earth Syst, Sci*., 9, 1327–1338.

Omira, R., M.A. Baptista, S. Mellas, F. Leone, N.M. Richemond, B. Zourarah, and J.P. Cherel (2012): "The November, 1st, 1755 Tsunami in Morocco: Can Numerical Modeling Clarify the Uncertainties of Historical Reports?", *Chapter XX*, pp 1-16

Post, J., Wegscheider, S., Muck, M., Zosseder, K., Kiefl, R., Steinmetz, T., Strunz, G., (2009). "Assessment of Human Immediate Response Capability Related to Tsunami threatsin Indonesia at a Sub-national Scale." Natural Hazards Earth System Sciences, 9, 1075-1086.

Ribeiro, M.J.M. (2006): Gestão do Risco Sísmico, Análise de Risco Sísmico e Gestão de Emergência, Lisboa, Câmara Municipal de Lisboa.

Rio, I., P.T. Costa, J. Almeida e L.A.M. Victor (2003): "Risco Sísmico na Cidade de Lagos". *ICTE*, Lisboa.

Scheer, S., A. Gardi, R. Guillande, G. Eftichidis, V. Varela, B. Vanssay and L. Colbeau-Justin (2011): "Manual de Planificação de Evacuação por Tsunami, SCHEMA – Scenarios for Hazard-induced Emergencies Management (Cenários de Risco para Gestão de Emergências)" Projecto nº 030963, *Gabinete de Publicações da União Europeia*, Annalisa Gardi, Geosciences Consultants, Paris, pp. 1-54

Influencia de la estructura superficial en la distribución de la intensidad en el área urbana de Viña del Mar.

Influence of shallow structure on the intensity distribution in Viña del Mar urban area.

Aranda C.[(1)], Vidal F.[(1)], Alguacil G.[(1)] y Valverde-Palacios I. [(2)],

[(1)] Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada. C/ Profesor Clavera Nº12, Campus Universitario de Cartuja, C.P. 18071 Granada, España. caranda@ugr.es; fvidal@ugr.es; alguacil@ugr.es

[(2)] Departamento de Construcciones Arquitectónicas. Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s/n. 18071. Granada, España. nachoval@ugr.es

SUMMARY

This paper analyzes the influence of the surface geology of Viña del Mar on local amplification of the shake and the appearance of resonance effects that amplify the deformations of the building structures and damage. The geological and geotechnical data obtained from soil mechanics show that the hill zone consists of rocks and the plain zones by alluvial deposits consisting of sands and silty sands, deposits that reach 100 m. Vs velocities estimated in the first 4 or 5 m are very low (Vs ≤ 200 m / s), growing from 5 to 10 to 15 m, and deeper Vs > 300 m / s. Near the Marga-Marga river the V_s^{30} < 300 m / s and generally higher in the rest. The water table generally varies between 2.7 and 6-7 m, which is an important risk factor in case of earthquake. The ground predominant periods, Tp, obtained with microtremor show a heterogeneous behavior of the ground. The Tp are very low (from 0.1 to 0.15 s) in the hills , low (0.15-0.25 s) in areas to the SW of the river Marga-Marga, medium-high (0.4-1.0 s) in the river zone (Quaternary sediments) and very high (1.0-3.0 s) in the coastal zone . The calculated parameters of the ground motion to the main earthquake February 27, 2010 give high values (PGA 0.43 g and 0.33 g, PGV of 34 and 60 cm/s or AI of 658 and 1114 cm/s) in areas of relatively soft soils. The H/V spectral ratios of the main shock and some aftershocks also indicate a different response of the two seismic station sites. In both, amplifications occur between 0.4 and 2 s, being higher in the CEVM. Response spectra verify this different ground response. The input energy spectra show greater motion energy transferable to the structures in periods between 0.4 and 1.1 s at CEVM station and from 0.4 to 1.5 s at MMVM station. Using Valparaíso UTFSM as reference station the spectral amplification of the two sites with seismic stations in Viña del Mar (CEVM and MMVM) were obtained using SSR method. The range of frequencies at which amplification occurs is in agreement with those obtained with the different methods.

1. INTRODUCCIÓN.

Ya desde principios del siglo XIX se ha venido evaluando la influencia de la geología local y las condiciones del suelo en el nivel de la intensidad de la sacudida sísmica en la superficie del terreno, como p. e. en los terremotos de San Francisco de 1906, Kanto 1923, Tonankai 1944, Niigata 1964, 2004 y 2007, México de 1957, 1975, 1985, Loma Prieta 1989, Northridge 1994, Kobe 1995. Las condiciones locales del suelo afectan al movimiento sísmico mediante el aumento (o la reducción) de la amplitud de algunas componentes de frecuencia del movimiento en roca.

El mecanismo más conocido responsable del fenómeno de amplificación del suelo es el de la conservación de la energía, el cual provoca un aumento en la amplitud de las ondas sísmicas que entran desde un medio de baja impedancia (roca o sedimentos de suelo duro) a uno de mayor impedancia (suelo blando).

Esta modificación debida a la propagación de las ondas a través de los depósitos es de gran importancia en el cálculo de la peligrosidad sísmica (sobre todo a escala local) y en el diseño sismorresistente, incluyéndose como factores de sitio. Por ello, los códigos de diseño sísmico como p.e. NEHRP (1994), el Código Internacional de Construcción (IBC, 2000), el Eurocódigo EC8, la Norma de Construcción Sismorresistente Española NCSE-02 (2002) o la Norma Chilena Oficial NCh433 (2010) incorporan el factor de amplificación de sitio.

Otro factor importante debido al sitio es el comportamiento de resonancia del suelo, sobre todo donde existen sedimentos de suelo blando depositados directamente sobre el lecho de roca con una velocidad de onda S mucho mayor. El alto contraste de impedancia suelo-basamento provoca un atrapamiento de energía en el medio sedimentario, las ondas sísmicas reflejadas en la superficie bajan hasta el basamento donde de nuevo la mayoría se reflejan y vuelven al medio. La superposición entre las ondas reflejadas y las incidentes en el medio sedimentario da lugar a que el movimiento tenga una mayor energía en una serie de frecuencias, sobre todo en aquella denominada predominante. Cuando el periodo predominante del movimiento del suelo coincide con el período fundamental de la construcción, fenómeno denominado resonancia suelo-estructura, el daño a las construcciones aumenta (Seo, 2002; Navarro et al., 2004; Aranda *et al.,* 2013). El caso de ciudad de México, en el terremoto de 1985, es un ejemplo paradigmático. Los edificios con mayores daños se encontraban en las zonas de la ciudad donde el período del sitio estaba entre 1.9 y 2.8 s, cercanos a los períodos fundamentales de dichos edificios.

Chile es uno de los países de mayor actividad sísmica ya que en cada uno de los últimos 5 siglos han ocurrido, en promedio, 10 terremotos magnitud Mw ≥ 8. La ciudad de Viña del Mar se ha visto afectada al menos por unos 25 grandes terremotos en los últimos 500 años. En el siglo XX, los de mayor magnitud han sido: 16-08-1906, 17-10-1930, 28-03-1965, 08-07-1971, 08-03-1985 (Figueroa *et al*., 1997) y 27-02-2010. En esta ciudad se han observado efectos de sitio en el sismo de 1985 (Aguirre y Pérez, 2004; Leyton *et al.,* 2010) y en el de 2010 (Aranda *et al.,* 2012).

Dada la importancia de los fenómenos de amplificación y de resonancia en esta ciudad (Aranda *et al.,* 2013), en este trabajo se analizan las características geológicas y geotécnicas superficiales y los períodos predominantes del terreno. Además, se utilizan los acelerogramas del sismo de 2010 registrados en la ciudad para calcular una serie de parámetros clave de la intensidad de las sacudidas sísmicas y así evaluar la influencia de la geología superficial en la amplificación local de la sacudida.

2. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

Viña del Mar está situada en la desembocadura del río Marga Marga, en la costa de Chile central, en la región de Valparaíso. La mayoría de la ciudad está sobre una planicie (el Plan de Viña) formada por depósitos sedimentarios arenosos de hasta unos 100 m de espesor. En los sondeos se reconocen sedimentos aluviales en toda la superficie del Plan con intercalaciones de unidades menores de sedimentos arenosos marinos y de limos orgánicos y restos

vegetales con repartición irregular y escasa continuidad lateral y horizontal (Muñoz, 2012). Otra característica relevante de esta zona es que el nivel freático está muy superficial (profundidad < 9 m), reconociéndose en un sector amplio de la ciudad a una profundidad inferior a 6 m.

Una de las características geomorfológicas más relevantes de Viña del Mar son las terrazas de abrasión marina y de sedimentación. El relieve del macizo costero se ve interrumpido en parte por playas de arena y profundas quebradas que cortan las terrazas. A ambos costados del estero los niveles aterrazados (zonas planas) son diferentes, ya que se ubican a distintas alturas. Al NE del estero Marga Marga se localiza una gran terraza, producto de la abrasión marina de las rocas néisicas, que se ubican entre 200 y 240 m.s.n.m. Dicha terraza está constituida, a grandes rasgos, por depósitos esturiales muy heterogéneos de conglomerados y arcillas. En la zona S del estero, la extensión de la terraza es más pequeña y se encuentra principalmente a cotas superiores a 250 m.s.n.m. (Trigos, 2007).

La topografía del basamento rocoso determinada por Verdugo (1996) con métodos gravimétricos estima una zona de profundidad máxima de unos 175 m en la laguna del estero, que coincide con las máximas profundidades del cauce del estero Marga Marga. En un informe geológico, elaborado por Thorson (1999), se establece una profundidad del basamento de hasta unos 100 m y describe la falla de Marga Marga. Esta falla (Álvarez, 1964) se alinea con el valle del estero homónimo, con dirección N40°W a N60°W, y buzamiento subvertical, atravesando la ciudad de Viña del Mar desde El Salto hasta Muelle Vergara. Este autor reconoce movimientos de tipo dextral a lo largo del tiempo geológico. Sin embargo, la evidencia de dislocación entre los niveles aterrazados al norte y al sur del Estero Marga Marga son interpretados como desplazamientos de los bloques a través de fallas verticales durante el Cuaternario, que quedan evidenciados además por la perturbación de sedimentos estuariales ubicados al norte del río.

El mapa geológico del área Valparaíso-Curacaví (1:100.000) de Gana *et al*. (1996), muestra las unidades geológicas del área de Viña del Mar y las fallas y lineamientos presentes en el entorno de la ciudad (Figura 1).

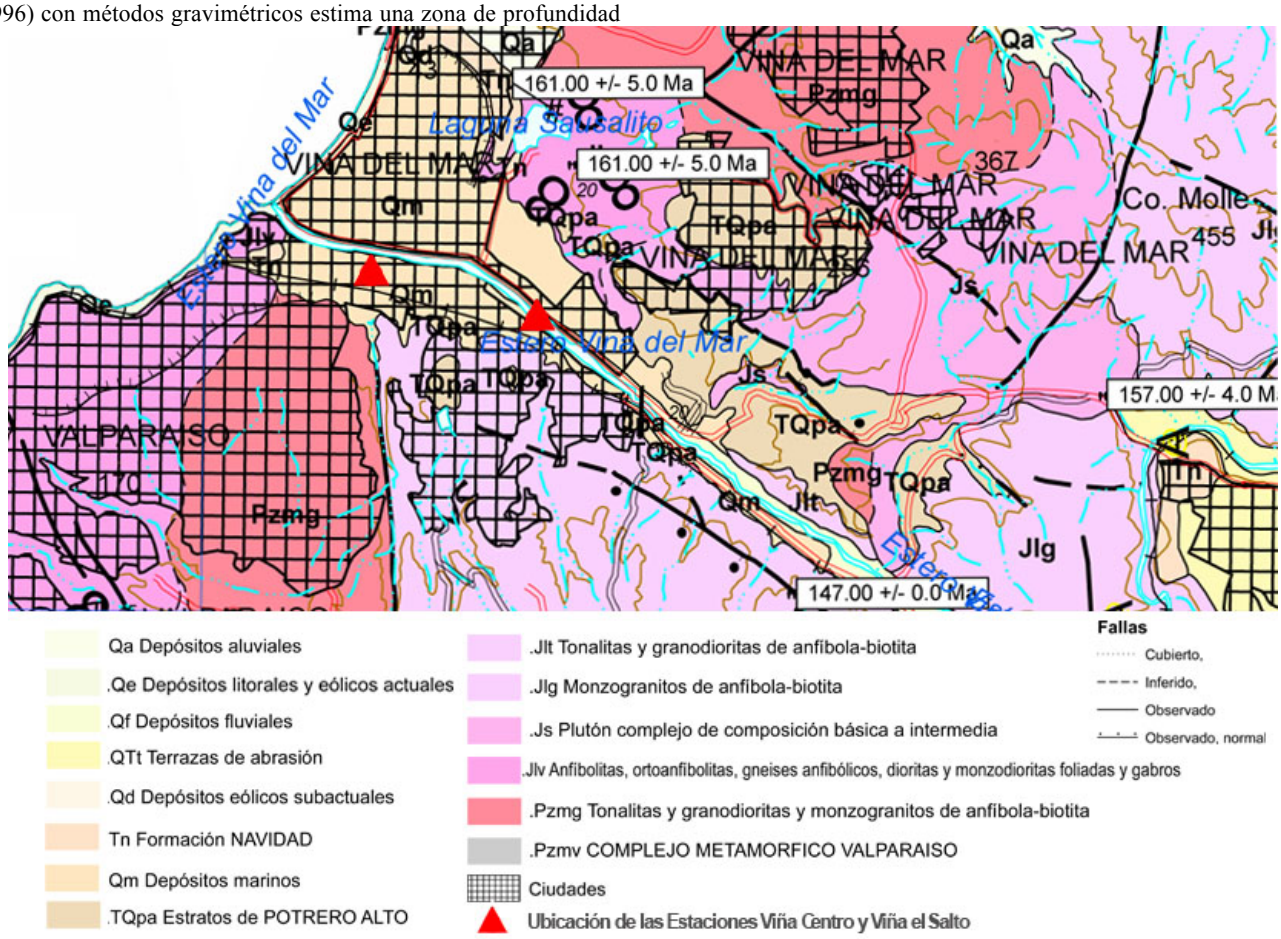


Figura 1. **Mapa geológico de Viña del Mar y su entorno. (*Geological map of Viña del Mar and its surroundings areas).* (Gana et al., 1996).**

El suelo de las zonas llanas de la ciudad de Viña del Mar está constituido por depósitos cuaternarios de distinta composición y emplazamiento, lo que va a ocasionar un comportamiento sísmico del terreno diferente de acuerdo con las diferencias en su estructura superficial. Esta respuesta sísmica del suelo de Viña del Mar no homogénea ya se ha observado para terremotos de gran magnitud (Aguirre y Pérez, 2004; Leyton et al., 2010). Estas diferencias también han sido detectadas a partir de la distribución y grado del daño (Aranda et al., 2012) en los terremotos de 1985 y de 2010, por esta razón es fundamental describir la composición geológica del suelo de Viña del Mar.

Según Gana et al. (1996), en las zonas llanas se pueden diferenciar las siguientes unidades: Depósitos Aluviales (Qa), presentes en zonas planas en la ciudad. Depósitos litorales y eólicos actuales (Qe), sedimentos de playa, conformados por arenas y gravas de bolones bien redondeados. Depósitos Fluviales (Qf) asociados a ríos activos, como el Marga Marga. Terrazas de Abrasión (QTt) unidad morfológica de erosión marina que se sitúa sobre unidades intrusivas palezoicas y jurásicas. Depósitos Eólicos Subactuales (Dunas) (Qd) formados por sedimentos de paleodunas inactivas, constituidos por arenas amarillas. Depósitos Marinos (Qm) conformados por limos, arenas y gravas. Estratos de Potrero Alto (Tqpa) conglomerados, areniscas y limolitas situados sobre depósitos de unidades intrusivas, de paleozoicas a jurásicas, y cubiertos por sedimentos aluviales y suelos cuaternarios. Rocas intrusivas Sauce (Js): es un plutón complejo constituido principalmente por dioritas cuarcíferas.

La zona de los cerros tiene las siguientes unidades (Figura 1): Formación Navidad (Tn) constituida por una secuencia sedimentaria marina fosilífera, de limolitas y areniscas arcillosas de tamaño de grano variable con un grano (de muy fino a muy grueso), presente en las cercanías del Parque Sausalito. Rocas intrusivas

Limache (Jlt) constituida principalmente por tonalitas y granodioritas de anfíbola-biotita. Rocas intrusivas (Jlg) reconocidas como monzogranitos de anfíbola-biotita. Rocas intrusivas Laguna Verde (Jlv) conformadas por anfibolitas, ortoanfibolitas, gneises anfibólicos, dioritas y monzodioritas foliadas y grabros, que están presentes en los cerros de la ciudad. Rocas intrusivas del Paleozoico (Pzmg) conformadas por tonalitas, granodioritas y monzogranitos de anfíbola-biotita. Son rocas de grano grueso a medio ubicadas en Recreo y en la zona norte del Parque Sausalito. Complejo metamórfico Valparaíso (Pzmv) constituidor por rocas metamórficas foliadas pertenecientes al Paleozoico Superior, conformadas por protolito principalmente plutónico y, en menor proporción, sedimentario y grabros jurásicos en el sector de Caleta Las Docas. Estas unidades tienen un mejor comportamiento sísmico.

El análisis de la información de sondeos y propiedades mecánico-geotécnicas contenidas en 22 informes geotécnicos, realizados para construcciones en la zona llana de la ciudad (facilitados por la Municipalidad de Viña de Mar) ha permitido obtener la estructura superficial del terreno, hasta una profundidad de 20-30 m (Figura 2), extrayendo datos litológicos y estimando los parámetros geotécnicos y geofísicos más relevantes por capas cada 0.5 m y agrupando posteriormente las capas de características similares.



Figura 2. **Situación de los sondeos geotécnicos analizados y detalles de una de las 22 estructuras obtenidas. (*Location of analyzed geotechnical surveys and details one of the 22 obtained structures).***

Con los datos obtenidos en los ensayos de campo, tanto de reconocimiento (sondeos) como de información geotécnica (Nspt y penetraciones dinámicas continuas), se ha detectado: 1º) la presencia de rellenos antrópicos con un espesor variable entre 0.5 y 4.5 m respecto de la superficie; 2º) la existencia de capas discontinuas de arcillas fangosas, con espesores entre 1 y 3 m, que presentan una capacidad portante muy baja; 3º) en algunos sitios se reconoce un suelo vegetal y/o edáfico de espesor variable entre 0.5 y 1 m, localizado en la mayoría de los casos por encima de la capa de relleno, pero algunas veces por debajo de él.

La profundidad del nivel freático, obtenida con los datos mencionados, varía generalmente entre 2.7 y 6 m (Figura 3), siendo la profundidad más representativa unos 4 m. Esta superficialidad supone un factor de riesgo importante en caso de sismo.

Para establecer la resistencia a la penetración del suelo arenoso se han utilizado los valores de la penetración standard (*Nspt*), realizando dos mapas a profundidades de 3-3.50 m y 5-6 m (Figuras 4 y 5), donde se observa la variación de los valores de Nspt a dichas profundidades, detectando que en el primer caso los valores característicos oscilan entre 5-10 y entre 40 y 45, respectivamente.

Para obtener las velocidades de ondas S (*Vs*) se ha usado la correlación de Hasancebi y Ulusay (2007) para suelos arenosos, $Vs = 90.82 * Nspt^{0.319}$, que proporciona valores acordes a las velocidades medidas *in situ* en estos suelos (test realizado en el sondeo 9). La distribución de valores *Vs* a profundidades de 3-3.50 van de 140 a 200 m/s y superiores a los 260 m/s a los 5-6 m (Figuras 4 y 5).

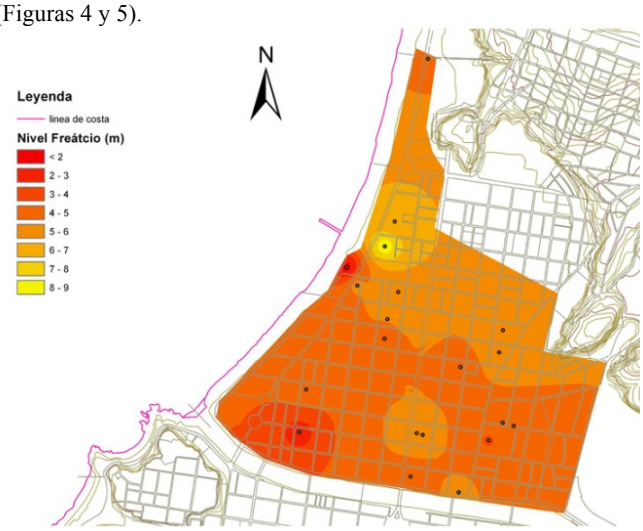


Figura 3. **Mapa del nivel freático estimado a partir de los sondeos geotécnicos. (*Map of water table estimated from geotechnical surveys).***

Utilizando la relación de Hasancebi y Ulusay (2007) se han obtenido también las velocidades *Vs* de los 10 m superiores (Vs_{10}) , que dan valores entre 210 y 280 m/s (Figura 6).

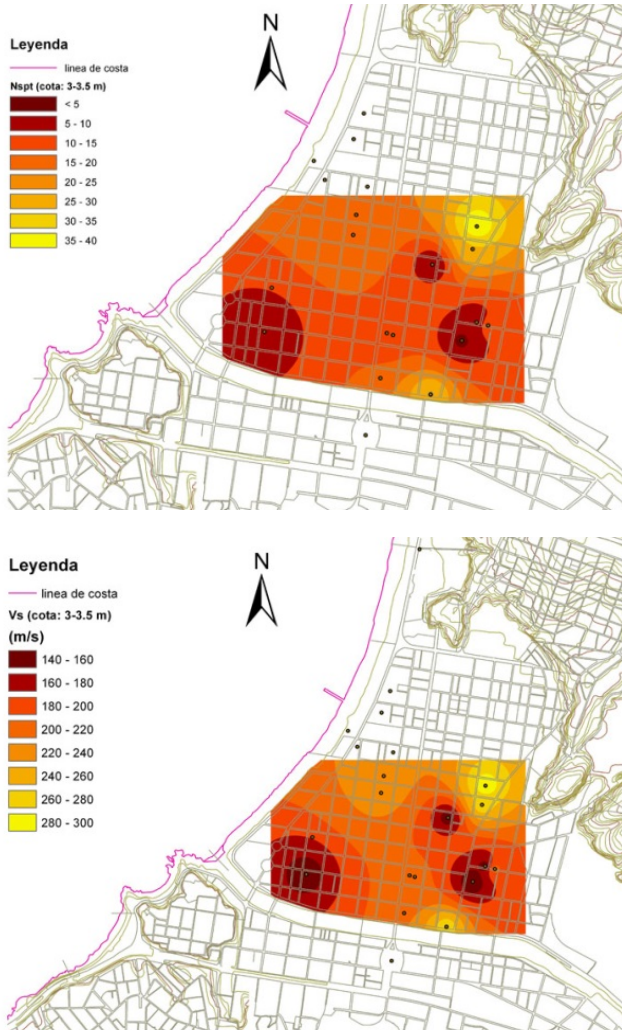


***Figura 4*. Valores de *Nspt* (arriba) y de velocidades V_S (abajo) a profundidades de 3-3.5 m. (*Nspt values (top) and V_S velocity values (bottom) at depths of 3-3.5 m*).**

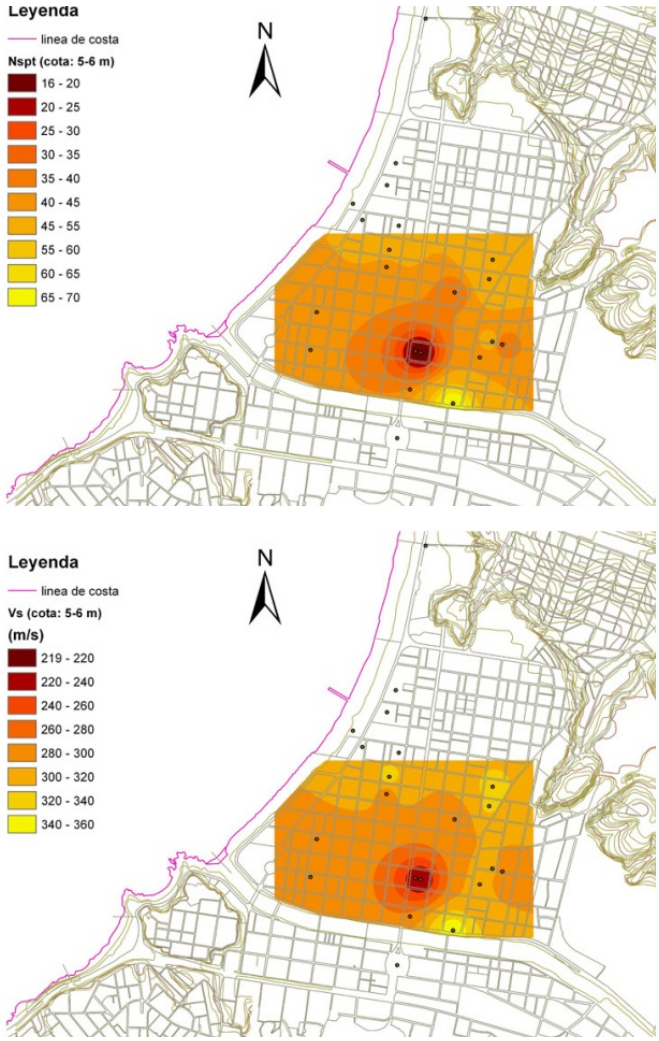


***Figura 5*. Valores de *Nspt* (arriba) y de velocidades V_S (abajo) a profundidades de 5-6 m. (*Nspt values (top) and V_S velocity values (bottom) at depths of 5-6 m*).**

Las velocidades de ondas S en los 30 metros superiores (V_{S30}) se han podido estimar en 3 sondeos de los que disponemos datos hasta esa profundidad. Los resultados son: Sondeo 6, V_{S30} = 331.9 m/s; Sondeo 10, V_{S30} = 312.3 m/s; Sondeo 11, V_{S30} = 265.1 m/s. El menor valor de V_{S30} se da en el sondeo 11, situado cercano al rio Marga Marga, en el sector SO de la ciudad.

La estructura de velocidad obtenida en cada uno de estos sondeos (Figura 7) indica que las velocidades Vs son muy bajas en los primeros 4 metros (Vs $\leq$ 200 m/s) y que para profundidades mayores de 10 m es donde se dan las mayores diferencias.

Se ha estimado el espesor de suelos de capacidad portante nula, obtenida como la suma de los espesores de suelo vegetal, de relleno antrópico y de fangos, que nos da la profundidad mínima de cimentación, ya que sobre éstos, en ningún caso, se recomienda disponer cualquier tipo de cimentación directa, porque presentan una repartición irregular y muy escaso grado de compactación.

Para obtener el mapa de espesores de suelos de capacidad portante nula se han interpolado los valores obtenidos en los sondeos con el método IDW (*Inverse distance weigh*) utilizando un GIS (Figura 8). La profundidad mínima de cimentación varía entre 0.5 y 5.5 m. Debajo de estos suelos se encuentran depósitos aluviales constituidos por arenas (tipos SP y SW) y arenas limosas (tipos SW-SM y SP-SM) con tonalidades marrones claras, grises y amarillentas. Este parámetro es muy importante a la hora de analizar los daños sísmicos.

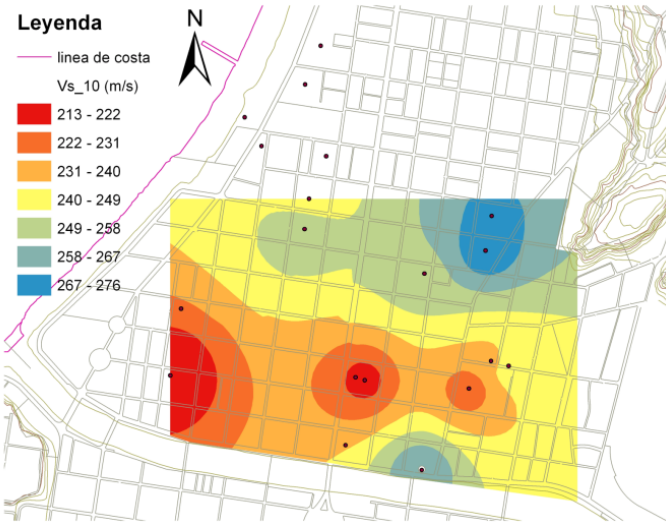


Figura 6. Velocidades Vs de los 10 m superiores (V_{S10}) obtenidas a partir de datos Nspt. (Vs Velocities of the upper 10 m (V_{S10}) from Nspt values).

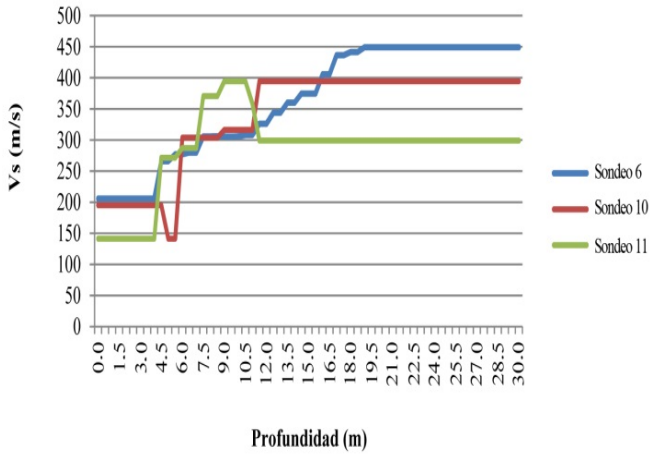


Figura 7. **Estructura Vs en 3 sondeos.** ***(Vs Structure in 3 sites).***

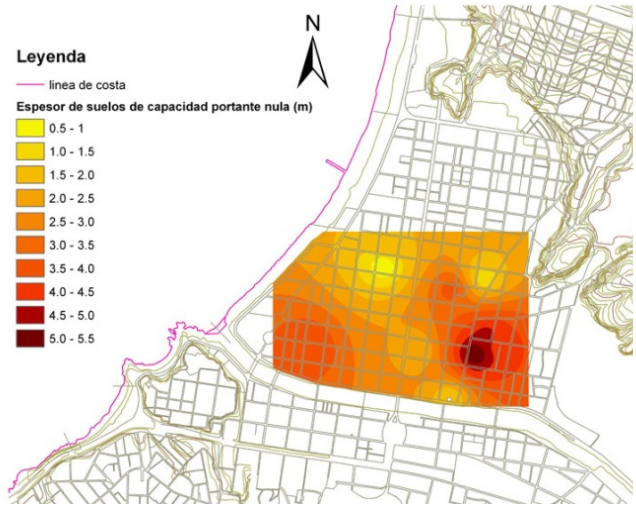


Figura 8. **Espesores de suelos de capacidad portante nula. (*Thickness of soil bearing capacity zero*).**

El estudio de microzonación sísmica realizado por Moehle et al., (1986) teniendo en cuenta la geología local de la ciudad estimaba las intensidades esperadas para un terremoto local de magnitud M = 8.5 en diferentes partes de la ciudad, obteniendo un grado menor de intensidad sísmica (Mercalli Modificada, MM) en los cerros.

Aguirre y Pérez (2004) realizaron una microzonación sísmica basada en el comportamiento sísmico del suelo en Viña del Mar a partir de datos geológicos. La respuesta sísmica se calculó utilizando un modelo bidimensional utilizando dos registros del sismo de 1985, uno en roca (en Valparaíso) como dato de entrada y otro en suelo (en Viña del Mar) para calibrar la respuesta del movimiento simulado. Con los registros obtenidos a partir de la simulación calcularon una serie de parámetros del movimiento del suelo como aceleración pico (PGA), Frecuencia predominante (PF), Intensidad de Arias (AI), Factor de destructividad potencial (DPF) y razón espectral (SR) entre 0.01 y 1.25 s. Realizada una comparación entre la distribución del daño en el sismo de 1985 y los valores obtenidos por Aguirre y Pérez (2004), los índices que mejor fijan las zonas de daño son los SR (Figura 9) y DPF. Aunque los índices calculados no son suficientes para estimar el daño en un punto dado (porque estos índices no consideran las características de los edificios), sin embargo estos resultados dan una primera aproximación de cómo varía la sacudida en la ciudad y la acusada diferencia que existe entre la parte plana (de rellenos sedimentarios), con amplificaciones y valores de movimiento más altos, y la parte alta (los cerros) en la que el basamento se encuentra cerca de la superficie o aflorando.



Figura 9. **Mapa de valores de razón espectral obtenidos a partir de la simulación en superficie del sismo de 1985 . (*Map of spectral ratio values obtained from the ground motion simulation of the 1985 earthquake). (Aguirre and Perez, 2004).)***

3. PERIODOS PREDOMINANTES DEL TERRENO

Una de las técnicas más utilizadas para estimar efectos de sitio con microtremor, es mediante la técnica de Nakamura (1989) usando el cociente entre los espectros de las componentes horizontal y vertical del registro de ruido (denominada también técnica HVSR de microtremor). Esta técnica es adecuada para estimar la frecuencia predominante del sitio pero no la amplificación del mismo. Otra vía para obtener la función de transferencia es utilizar la técnica HVSR con registros de terremotos, que analizaremos en el epígrafe siguiente.

La importancia de estimar las frecuencias dominantes del terreno *ft* es porque la relación entre la frecuencia fundamental de un edificio *fn* y la del terreno *ft* sobre la que está construido el edificio es un factor determinante en la predicción de los daños por terremoto. Si las *fn* están próximas o cercanas a las *ft* o si es igual a algún múltiplo entero de las *ft*, entonces el movimiento sísmico creará una resonancia con la construcción que puede aumentar en gran medida las tensiones en la estructura (Mucciarelli et al., 2004).

Baquedano et al. (2012) realizaron medidas de microtremor en más de 300 puntos de la región Valparaíso - Viña del Mar, (incluyendo la zona de Reñaca – Concón). En cada punto se registraron solo 20 minutos y aplicaron la técnica de la razón H/V para obtener las frecuencias dominantes con el objetivo de realizar una microzonificación de las áreas analizadas. En la Figura 10 se representan los valores obtenidos por estos autores y las curvas de la profundidad del basamento según Aguirre y Pérez, (2004).

Según Baquedano et al. (2012), se aprecian frecuencias muy altas (f_t entre 6.5 y 10 Hz) y algunas curvas planas en los cerros que rodean la ciudad (rocas intrusivas del Paleozoico y del Jurásico). En sectores al SO del rio Marga Marga se dan frecuencias altas (f_t 4.0-6.5 Hz). Sobre los estratos de Potrero Alto, pertenecientes al Terciario, hay un gran número de curvas planas. En la zona del rio Marga Marga (sobre sedimentos cuaternarios) la mayoría de las f_t son bajas. En la zona llana (sobre sedimentos marinos cuaternarios) las frecuencias son bajas (f_t 1 -2.4 Hz), muy bajas (f_t 0.3 -1.0 Hz) en la zona costera y curvas planas en otros lugares, que muestran un comportamiento heterogéneo.

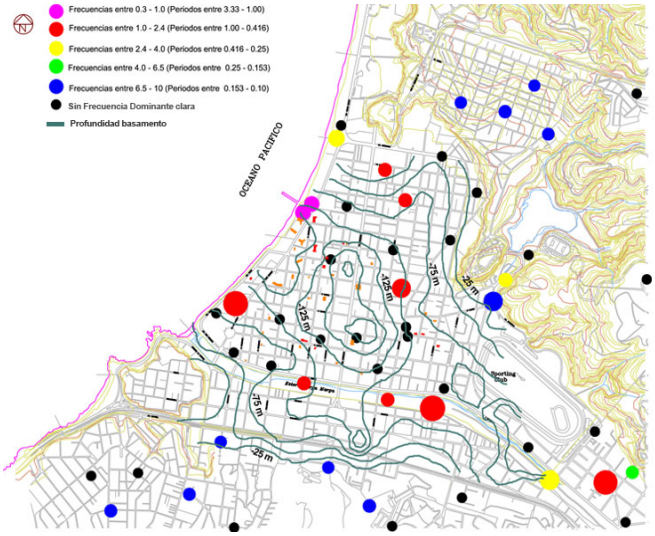


Figura 10. **Valores de frecuencias predominantes de Viña del Mar según Baquedano et al. (2012). Las líneas verdes muestran la profundidad del basamento (Aguirre y Pérez, 2004).** ***(Predominant frequency values of Viña del Mar after Baquedano et al. (2012). The green lines show the depth of the basement (Aguirre and Perez, 2004).***

4. PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO DEL SUELO DEL SISMO DE 2010 Y RÉPLICAS.

Viña del Mar ha sido repetidamente dañada por grandes sismos históricos, y también algunos más recientes, sobre todo los de los años 1960, 1985 y 2010. Esta ciudad está en una de las zonas sísmicas más peligrosas de Chile. La aceleración máxima esperada en 475 años según la norma sismorresistente chilena (NCh 433-Of96), el proyecto GSHAP y por Leyton et al. (2009) es 0.4, 0.6 y 0.7 g. A escala local, los terremotos de 1985 y 2010 han puesto de manifiesto que ciertas zonas de la ciudad sufrieron mayores daños en ambos eventos y que los parámetros de distribución del daño mostraban algunas coincidencias.

Una de las características relevantes de la sacudida sísmica en Viña del Mar por el terremoto principal de 2010, según los acelerogramas registrados en dos estaciones de la ciudad (Viña Centro (CEVM) y Viña El Salto (MMVM), fue que la PGA Horizontal alcanzada en esas estaciones fue 0.33g y 0.43g, respectivamente y que la aceleración superó 0.15 g durante más de 20 s. Los registros del sismo principal en las estaciones Viña Centro (o Viña del Mar, línea azul) y Viña El Salto (o Viaducto Marga Marga, línea verde) se muestran en la Figura 11.

Para caracterizar instrumentalmente el potencial de daño de la sacudida en los sitios con registros, se han evaluado (siguiendo la metodología de Alguacil y Vidal, 2012) un conjunto de parámetros clave del movimiento del suelo del sismo principal y de algunas réplicas, cuyos valores aparecen en la Tabla 1.

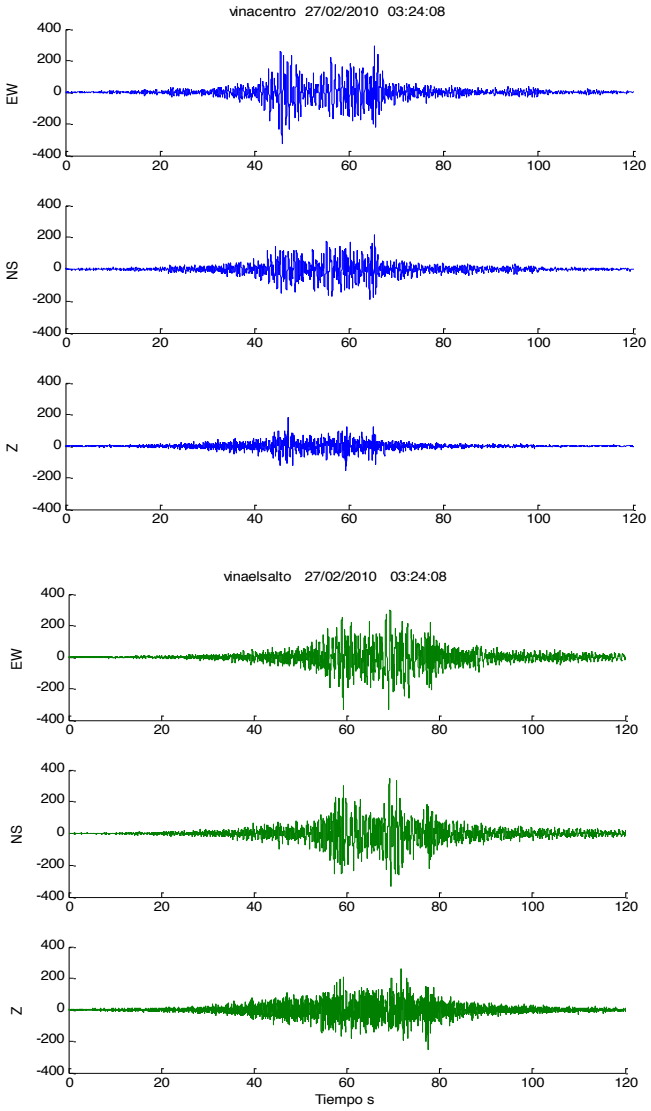


Figura 11. **Registros del sismo principal de 2010 en las estaciones Viña Centro (arriba) y Viña El Salto (abajo). (*2010 mainshock records at Viña Centro (top)and Viña El Salto (bottom) stations*).**

Los parámetros cinemáticos calculados son: aceleración horizontal pico (PGA) y velocidad pico (PGV). El valor de PGA se viene usando tradicionalmente en diseño sismorresistente porque se correlaciona bien con la fuerza de inercia que ofrece la estructura al movimiento. La PGV se correlaciona bien con valores altos de la intensidad macrosísmica, con el daño en estructuras de periodo intermedio y con el potencial de licuefacción en suelos. Los valores estimados de PGA y PGV se corresponden con una intensidad macrosísmica de VIII (escala MM) en esos puntos.

Tabla 1. **Parámetros instrumentales calculados en dos estaciones de Viña del Mar**
(Instrumental parameter computed in two stations of Viña del Mar).

Sismo	Color línea	Nombre estación	Fecha	Hora Local	Magnitud	PGAH (gal)	PGV (cm/s)	AI (cm/s)	ASD (s)	CAV (cm/s)	SI (cm/s)	Arms (gal)
Principal	Azul	CEVM	27/02/2010	03:34	8.8 Mw	324.88	33.94	657.94	27.62	4002.05	41.31	115.70
Principal	Verde	MMVM	27/02/2010	03:34	8.8 Mw	428.11	59.45	1113.81	33.96	5751.14	69.61	135.77
Réplica	Cian	MMVM	27/02/2010	04:00	-	61.28	1.51	3.32	10.62	44.94	1.71	13.26
Réplica	Magent	MMVM	27/02/2010	07:30	6.1 ML	112.56	6.77	23.45	37.53	373.04	8.18	18.74
Réplica	Rojo	MMVM	27/02/2010	16:00	5.9 ML	56.07	4.05	9.07	16.44	156.05	4.70	17.61

PGA aceleración pico PGV velocidad pico AI (intensidad de Arias) ASD (duración significativa) CAV (velocidad acumulativa absoluta) SI (intensidad espectral) Arms (aceleración típica)

Los parámetros relacionados con la energía intensidad de Arias (AI), duración significativa (ASD), velocidad absoluta acumulada (CAV), intensidad espectral de Housner (SI) y aceleración típica (Arms) se han calculado como se viene haciendo usualmente. Estos parámetros tienen en cuenta las características energéticas de la mayor parte o de toda la sacudida a diferencia de los cinemáticos que son valores instantáneos. Los valores de todos estos parámetros (Tabla 1) indican que la sacudida fue más intensa en Viña El Salto que en Viña Centro.

Los parámetros espectrales estimados son: espectros de respuesta de aceleración y de velocidad (SA, SV), espectros de energía de entrada (IES) y la relación espectral H/V.

Los espectros de respuesta permiten el cálculo directo de las tensiones máximas en elementos de una determinada estructura para un movimiento del suelo dado, por lo que espectros promedio suavizados y normalizados se usan en códigos de construcción antisísmica. Su limitación proviene de usar solo el valor máximo de la respuesta ante una excitación sísmica de osciladores simples amortiguados en función de la frecuencia propia del oscilador.

Los espectros de respuesta SA y SV calculados (Figura 12) indican amplitudes mayores en Viña El Salto (MMVM) que en Viña Centro (CEVM) y que los máximos se dan en un rango de periodos más largos. Los espectros calculados de las réplicas en Viña el Salto tienen valores máximos en rangos de periodos diferentes de los obtenidos con los espectros del sismo principal, sobre todo para períodos mayores de 0.5 s.

Los espectros de energía de entrada (o de input de energía, IES) dan una buena información de la energía transferible a las estructuras por un terremoto y es una forma de caracterizar el comportamiento del suelo orientado hacia su potencial de daño (Alguacil y Vidal, 2012).

El input de energía *Ei* representa el trabajo realizado por la fuerza de inercia sobre el sistema de un grado de libertad en el sistema de referencia local. La relación *Ei* frente al periodo propio *Tn* es el espectro de energía de entrada relativa (Uang y Bertero, 1988), que es el que hemos calculado. En la práctica se expresa como una pseudo-velocidad *vi*. Si consideramos la fuerza recuperadora en el límite elástico, se puede calcular el espectro elástico de input de energía dado un amortiguamiento, obteniendo *vi* para cada periodo.

Los espectros de energía calculados (Figura 13) muestran niveles distintos y en bandas de períodos algo diferentes. Estos espectros muestran una mayor energía del movimiento en una serie de períodos que van de 0.4 a 1.1 s en la estación de Viña Centro (CEVM) y de 0.4 a 1.5 s en la estación Viña El Salto (MMVM). Estas bandas de periodos y los niveles de energía trasladables por el suelo al edifico son de gran interés para analizar los daños en los edificios.

5. RESPUESTA LOCAL A PARTIR DE LA RAZÓN H/V Y LA ESTACIÓN DE REFERENCIA

Un método para obtener empíricamente las características de la función de transferencia en cada sitio consiste en calcular la razón entre el espectro de la componente Horizontal (H) y el de la Vertical (V) de registros de terremotos en el sitio (técnica de la razón espectral H/V o HVSR). Esto se basa en que la componente vertical (V) del movimiento está poco influenciada por las condiciones del sitio mientras que la horizontal (H) si se ve muy condicionada por la estructura que atraviesa y que en el basamento el espectro de ambas es aproximadamente el mismo, por lo que la razón de los espectros de las componentes horizontales del suelo (Hs) y del basamento (Hb), (Hs/Hb), puede estimarse calculando la razón Hs/Vs.

Se han obtenido las razones espectrales H/V con los registros del sismo principal (y de varias réplicas) en las estaciones de CEVM y MMVM, que se representan en la Figura 14.

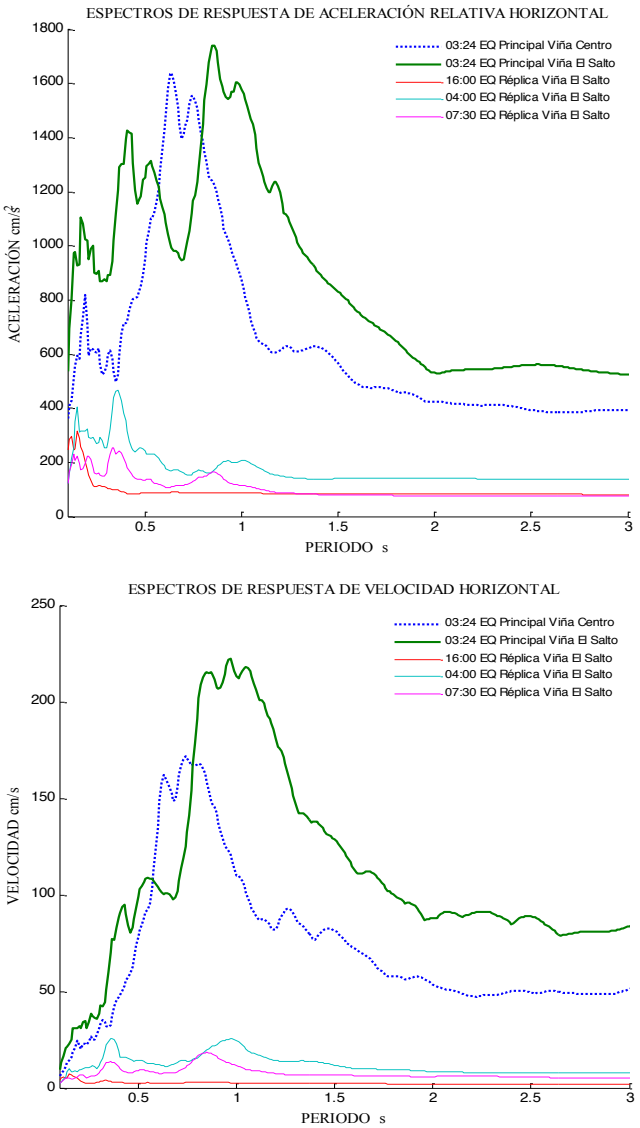


Figura 12. **Espectros de respuesta del sismo principal y réplicas en las estaciones Viña Centro (arriba) y Viña El Salto (abajo).** ***(Response spectra of the mainshock and aftershocks in the Viña Centro (top) and Viña El Salto (bottom) stations).***

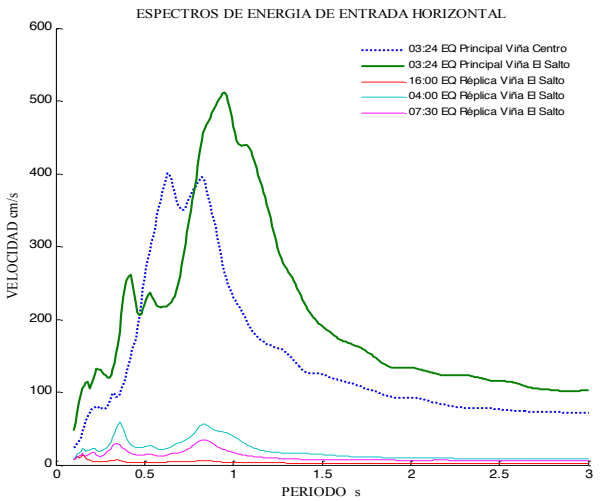


Figura 13. **Espectros de input de energía del sismo principal y réplicas en las estaciones MMVM y CEVM.** ***(Input energy spectra of the mainshock and aftershocks in CEVM and MMVM stations)***.

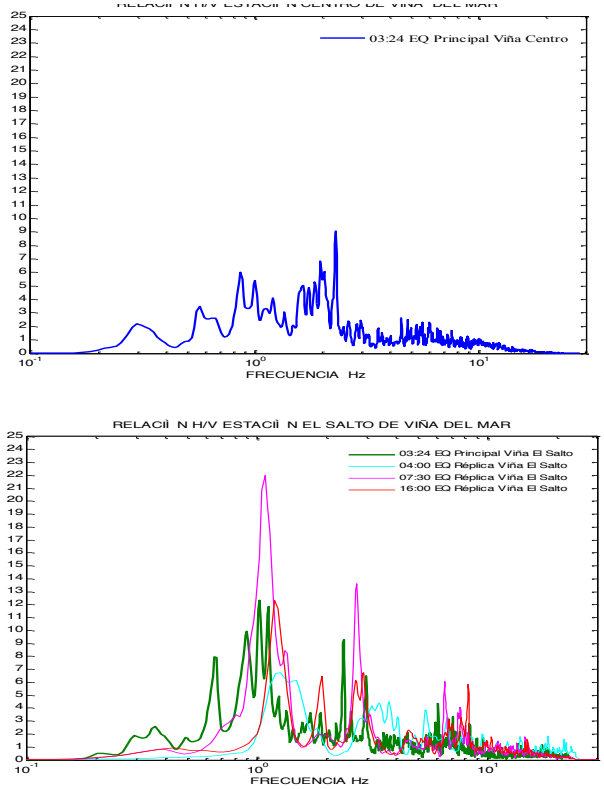


Figura 14. **Razón espectral H/V obtenida en las estaciones de CEVM (arriba) y MMVM (abajo).** ***(H / V Spectral ratio obtained in CEVM (top) and MMVM (bottom) stations).***

Otro método para obtener empíricamente las características de la respuesta local consiste en calcular la razón entre el espectro de la componente Horizontal en el sitio y el obtenido en una estación en roca (método de la estación de referencia SSR). Lo primero es comprobar que los registros en la estación a usar como de referencia no tengan efectos de sitio. Para ello tomamos los registros de 2 estaciones muy cercanas a Viña del Mar situadas en Valparaiso e instaladas sobre terreno rocoso: Las estaciones de El Almendral y de Universidad Técnica Federico Santa María (UTFSM). Si comparamos los espectros del sismo principal en las estaciones de El Almendral y UTFSM y la estación CEVM vemos que solo UTFSM no presenta efectos de sitio (Figuras 15 y 16).

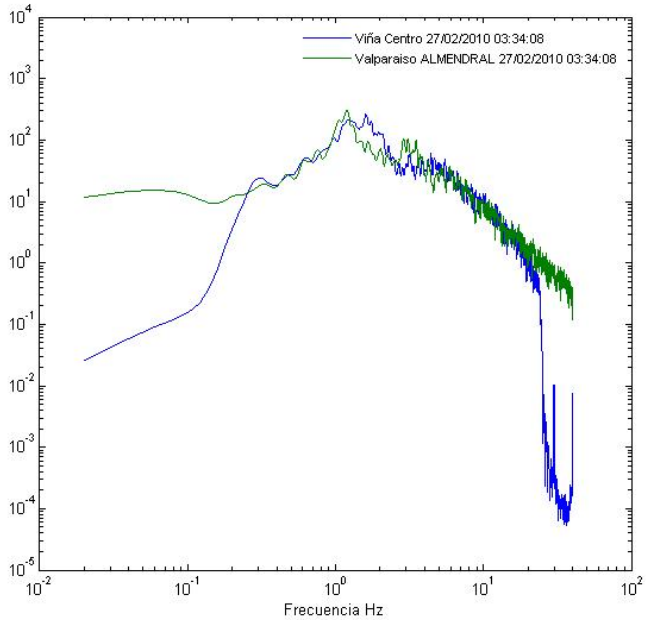


Figura 15. **Espectros del sismo principal en las estaciones de CEVM y El Almendral, ambas con efecto de sitio. (*Mainshock spectra in CEVM and Almendral stations, both with site effect*).**

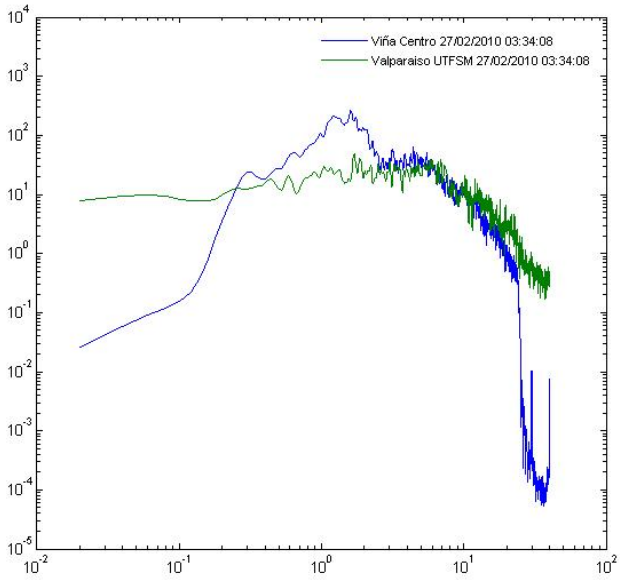


Figura 16. **Espectros del sismo principal en las estaciones de CEVM y UTFSM, la segunda sin efecto de sitio. (*Mainshock spectra in CEVM and UTFSM stations, second one without site effect*).**

La estación sismológica UTFSM está en un afloramiento del basamento rocoso que corresponde a un gneis de anfíbol de composición granodiorítica (Figura 17). Esto explica la ausencia de efecto de sitio en dicha estación.

Si se usa UTFSM como estación de referencia, la razón entre los espectros de las componentes horizontales de la estación de Viña Centro y Viña El Salto con el espectro de UTFSM, representados en las Figura 18 y 19 respectivamente, se pueden apreciar las frecuencias a las que se ha producido amplificación en ambos sitios, resultado que es concordante con los obtenidos con los diferentes parámetros espectrales obtenidos.

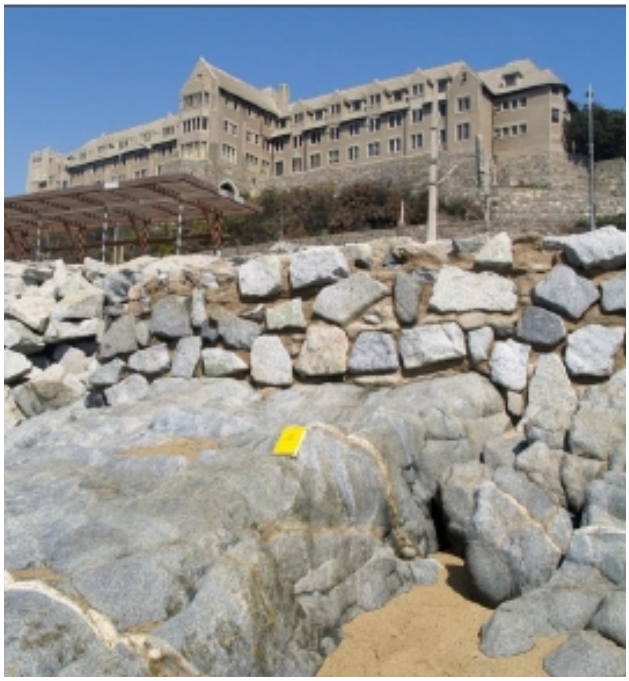


Figura 17. **Afloramiento rocoso en la estación UTFSM. *(Outcrop of the basement at UTFSM station).***

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de los datos de sondeos y mecánicas de suelo, indica que el suelo de las zonas llanas de Viña del Mar está formado por depósitos aluviales constituidos por arenas y arenas limosas, depósitos que llegan hasta unos 100 m. En la parte superior existen rellenos (de suelo vegetal, antrópicos y fangos) de espesor variable de 0.5 a 5.5 m y capacidad portante nula.

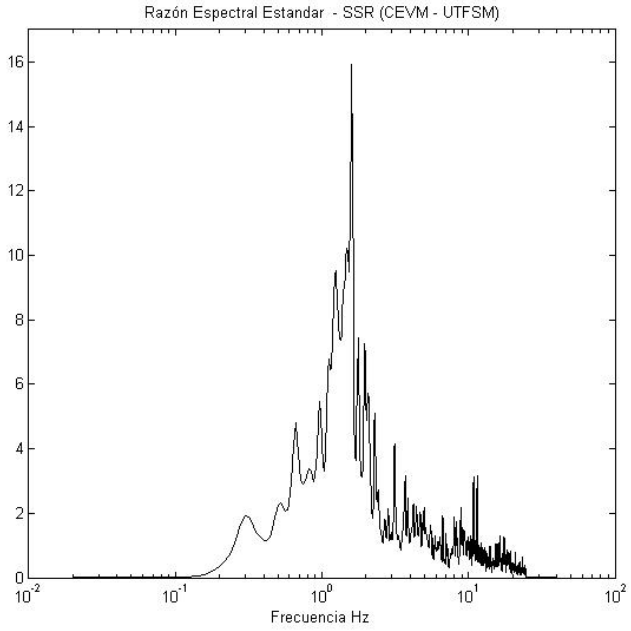


Figura 18. **Razón espectral entre las estaciones de Viña Centro y UTFSM.** ***(Spectral ratio Viña Centro/ UTFSM stations).***

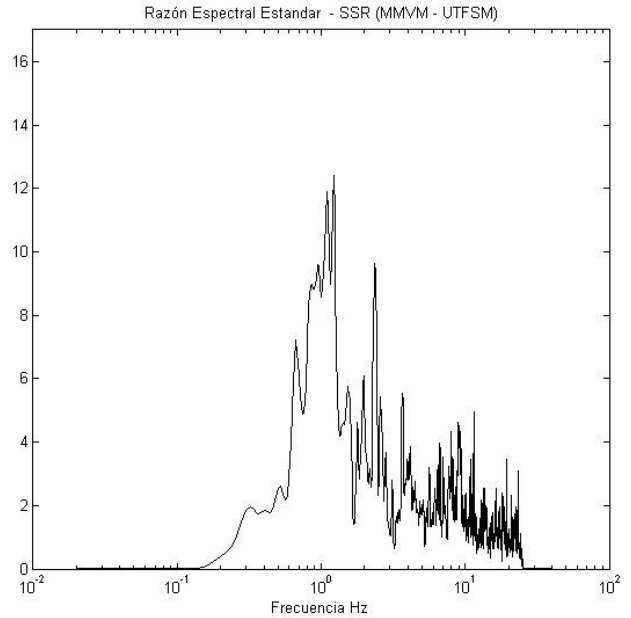


Figura 19. **Razón espectral entre las estaciones de Viña El Salto y UTFSM.** ***(Spectral ratio Viña El Salto/UTFSM stations).***

Las velocidades Vs obtenidas en los primeros 4 ó 5 m son muy bajas ($V_S \leq 200$ m/s) y V_S crece gradualmente entre 5 y 10-15 m, y a mayor profundidad V_S es generalmente mayor a 300 m/s. A partir de 15 m hay diferencias del valor de V_S entre sitios. Las V_{S10} calculadas son menores a 280 m/s y las V_{S30} son mayores de 300 m/s, salvo en las cercanías del rio que son menores.

El nivel freático, respecto de la rasante actual, generalmente varía entre 2.7 y 6-7 m, siendo la profundidad más representativa unos 4 m. Esta superficialidad supone un factor de riesgo importante en caso de sismo.

La respuesta sísmica del suelo en la parte llana no es homogénea debido a las diferencias detectadas en la estructura superficial y en el nivel de la capa freática.

La zona de los cerros, al estar constituida por unidades con rocas de diferentes edades con V_S mucho más altas, tiene un mejor comportamiento sísmico. Esto se ha comprobado en el terremoto de 2010 y se ha observado también en terremotos anteriores, con intensidades macrosísmicas de al menos un grado más bajo que en la zona llana de la ciudad.

Los períodos predominantes del sitio T_p, obtenidos con la técnica HVSR a ruido ambiental, muestran el mencionado comportamiento heterogéneo del terreno. En los cerros se aprecian T_p muy bajos (de 0.1 a 0.15 s). En sectores al SO del rio Marga Marga los T_p son bajos (0.15-0.25 s). Sin embargo, en la zona del rio Marga Marga (sobre sedimentos cuaternarios) la mayoría de los T_p son altos (0.4-1.0 s) y en la zona costera son de ese orden o muy altos (1.0-3.0 s). Estos resultados son una información relevante para poder analizar la resonancia.

Los parámetros del movimiento del suelo calculados en dos sitios de Viña del Mar (estaciones de Viña Centro, CEVM, y Viña El Salto, MMVM) dan valores altos y diferentes: PGA de 0.33g y 0.43g, PGV de 34 y 60 cm/s ó AI de 658 y 1114 cm/s, respectivamente. Ambos sitios están situados cercanos al rio Marga Marga, en zonas de suelos relativamente blandos.

Las razones H/V del sismo principal y de algunas réplicas indican una amplificación un poco diferente en los sitios de las estaciones sísmicas analizadas. En ambas se dan amplificaciones para un rango de periodos entre 0.4 y 2 s, siendo mayor la amplificación en el sitio de Viña El Salto.

Los espectros de respuesta de aceleración y de velocidad verifican esta diferente respuesta del terreno, sobre todo el de velocidad.

Los espectros de input de energía muestran una mayor energía del movimiento transferible a las estructuras en el rango de períodos que van de 0.4 a 1.1 s en la estación de Viña Centro y de 0.4 a 1.5 s en la estación Viña El Salto. Los valores obtenidos en CEVM son significativos para gran parte de la zona llana de la ciudad y los de MMVM para la zona oriental próxima al rio.

Los análisis de otras dos estaciones de Valparaiso situadas cercanas a Viña del Mar (El Almendral y Universidad Técnica Federico Santa María, UTFSM) ha llevado a descartar la primera estación para usarla como estación de referencia por tener efectos de sitio y escoger la de UTFSM. Los resultados obtenidos con el método SSR indican de nuevo el rango de periodos a los que se han dado amplificaciones significativas en Viña del Mar.

Los resultados obtenidos con parámetros cinemáticos, energéticos y frecuenciales son concordantes con los obtenidos con los métodos H/V y de la estación de referencia SSR. Los niveles de amplificación entre estos dos últimos son algo diferentes entre sí. Estos resultados son congruentes con los datos geotécnicos, de V_S y de periodos dominantes analizados.

Todos estos resultados indican que las características del movimiento sísmico son significativamente diferentes entre la zona llana y la de los cerros.

En la zona llana también existen diferencias en la respuesta sísmica del terreno, siendo las amplificaciones más altas cuanto más cerca esté el sitio del rio Marga Marga o de la costa.

Las diferencias encontradas en la respuesta local explican la distribución de la intensidad y en los daños más graves ocurridos en el sismo de 2010. También esta es la razón de haber tenido daños más graves los edificios más altos por tener el movimiento del suelo más energía en un rango de periodos cercano a los de esos edificios.

7. AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se llevó a cabo gracias al proyecto de investigación coordinada CGL2011-30187-C02-01-02 financiado por el Ministerio Español de Ciencia e Innovación.

Los autores agradecen a los investigadores y profesores de ingeniería de la Universidad Católica de Valparaíso y de la Universidad Técnica Federico Santa María de Valparaíso por los datos que nos han proporcionado.

Se agradece asimismo a la Municipalidad de Viña del Mar por los datos facilitados de mecánica de suelos y por la colaboración ofrecida en la toma de datos de microtremor en suelos y en edificios.

8. REFERENCIAS

Aguirre, C. y Perez, P. (2004). Seismic Microzoning Based on Earthquake Records Amplification. *13th World Conference of Earthquake Engineerin*g. Vancouver, B.C. Canada. 12pp.

Alguacil, G. y Vidal, F. (2012). Medidas instrumentales de la intensidad del movimiento del suelo. Aplicación a terremotos europeos. Libro Hom. a la Prof. M. D. Romacho Romero, Editorial Universidad de Almería, pp 15-32.

Álvarez, L. (1964). Geología del área Valparaíso-Viña del Mar. *Boletín N.° 16. Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG*) Chile, 58pp.

Aranda, C., Vidal, F., Alguacil, G., Navarro, M. y Carvallo, J.F. (2012). Damage analysis due to 2010 Chilean earthquake in Viña del Mar residential buildings. *15th World Conf. on Earthquake Engineering*, 24-28 Sept. 2012, Lisbon, 10pp.

Baquedano, F., Leyton, F. y Sepúlveda, S. (2012). Frecuencia predominante de los suelos de Valparaíso-Viña del Mar y propuesta de microzonificación preliminar. *VII Congreso Chileno de Geotecnia*, Chile, 9pp.

EC8 - Eurocode 8 EN 1998-1:2004. Design of structures for earthquake resistance Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. Commission of the European Communities. Doc CEN/TC250/SC8/N335.

Figueroa P., Hugo E. Portal M., María E. (1997). Geomorfología de los riesgos naturales en la cuenca del estero Marga Marga, Viña del Mar. *Revista Geográfica de Valparaíso* (**n.28**): Pp.77-107.

Gana, P., Wall, R. and Gutiérrez, A. (1996). Mapa Geológico del Área Valparaíso - Curacaví. Regiones de Valparaíso y Metropolitana. In *Mapa Geológico Sernageomin* **N° 1.** Scale 1:100.000.

Hasancebi, N. y Ulusay, R. (2007). Empirical correlations between shear wave velocity and penetration resistance for ground shaking assessments. *Bull Eng Geol Environ* **66**, 203–213.

IBC (2000) "International Code Council. International Building Code, 2000". U.S.A.

Leyton, F., Ruiz, S. y Sepúlveda, S. A. (2009). Preliminary re-evaluation of probabilistic seismic hazard assessment in Chile: from Arica to Taitao Peninsula. *Advances in Geosciences* **22**: 147-153.

Leyton, F., Sepúlveda, S., Astroza, M., Rebolledo, S., Gonzáles, L., Ruiz, S., Fonseca, C., Herrea, M. y Lavado, J. (2010). Zonificación sísmica de la cuenca de Santiago, Chile. *X Congreso de Sismología e Ingeniería Antisísmica,* Santiago, Chile.

Midorikawa, S. y Miura, H. (2011). Strong motion record observed at Concepcion during the 2010 Chile earthquake. *Proceedings of the 8th Int. Conf. on Urban Earthquake Engineering.* Tokyo, Japón. pp 61-64.

Moehle, J., Wood, S. y Wight, J. (1986). The 1985 Chilean Earthquake: Observations of earthquake-resistant construction in Viña del Mar, *Report to the National Science Foundation,* Research Grants ECE 86-03789, ECE 86-03604, and ECE 86-06089.

Mucciarelli, M., Masi, A., Gallipoli, M.R., Harabaglia, P., Vona, M., Ponzo, F., y Dolce, M. (2004). Analysis of RC Building Dynamic Response and Soil-Building Resonance Based on Data Recorded during a Damaging Earthquake (Molise, Italy, 2002), Bull. Seism. Soc. Am. 94:5, 1943–1953Navarro, M., Vidal, F., Feriche, M., Enomoto, T., Sanchez, FJ. y Matsuda, I. (2004). Expected ground RC building structures resonance phenomena in Granada city (southern Spain). *Proc. of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, BC, Canada, 2004. Paper **No. 3308.**

Muñoz, E., Sepúlveda, S. and Rebolledo, S. (2012). Nuevos antecedentes sobre la falla Marga Marga y sus implicancias en el peligro sísmico. *XIII Congreso Geológico Antofagasta*. Chile

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quartely Report of Railway Tech. Res. Inst***. 30**, 25-33.

Navarro, M., Vidal, F., Feriche, M., Enomoto, T., Sanchez, FJ. y Matsuda, I. (2004). Expected ground RC building structures resonance phenomena in Granada city (southern Spain). *Proc. of the 13th World Conference on Earthquake Engineering,* Vancouver, BC, Canada, 2004. **Paper No. 3308.**

NCSE-02 (2002). Normativa de Construcción Sismorresistente Española. Real Decreto 997/2002. *Boletín Oficial del Estado* **No. 244**, 11 Octubre, 2002, España.

NEHRP (1994). Recommendation prevision for seismic regulation for new buildings and other structures, *Building Seismic Saftey Council*, Washington, D. C Federal Emergency. FEMA..

Norma Chilena Oficial NCh433.Of96. Diseño sísmico de edificios. *Instituto Nacional de Normalización,* INN - CHILE, Santiago, Chile.

Seo, K. (2002). What happened during and after the 1995 Kobe earthquake? In *Recent studies on seismic microzoning assessment*. Primer Centenario del Observatorio de Cartuja, Granada, España.

Thorson, R.M. (1999). La falla geológica Marga Marga, Viña del Mar, Chile. Universidad Técnica Federico Santa María.

Trigos, T. (2007). Influencia de la amplificación local de las ondas sísmicas y la interacción suelo-fundación en el puente Marga Marga. *Bc Thesis*. Universidad de Chile.

Uang, C.M. y Bertero, V.V. (1988). Use of energy as a design criterion in earthquake-resistant design. *Report No UBC/EERC-88/18.* Earthquake Engineering Research Center. University of California at Berkeley.

Condiciones del suelo que modifican el movimiento sísmico del terreno en el área urbana de Granada (España).

Soil conditions that modify the earthquake ground motion in the urban area of Granada (Spain).

F. Vidal [1], M.Navarro [1, 2], M. Feriche [1], G. Alguacil [1], I. Valverde [3] y T. Enomoto [4]

[1] Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, 18071, Granada (España) fvidal@ugr.es; mferiche@ugr.es; alguacil@ugr.es;

[2] Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería, La Cañada, 04120, Almería (España) mnavarro@ual.es;

[3] Dpto. de Construcciones Arquitectónicas. Universidad de Granada. 18071. Granada (España). nachoval@ugr.es

[4] Department of Building Engineering, University of Kanagawa, Yokohama (Japón). *enomot01@kanagawa-u.ac.jp*

SUMMARY

The characteristics of earthquake shaking are affected by the local site conditions. The effects of the local soil conditions are often quantified via an amplification factor (AF), which can be defined for any ground motion parameter, but most commonly are assessed for acceleration response spectral values at different periods or elementary by peak values of the ground motion. Site amplification models are empirical equations that predict the site amplification based on the input motion and the general characteristics of the site. This approach is incorporated in empirical ground motion prediction equations (GMPEs). Currently, the site amplification models consider just the average shear wave velocity in the top 30 m (V_{S30}) and the depth to basement as important site parameters. We have evaluated the ground conditions in Granada to assess their influence on ground motion amplification and to estimate the intensity distribution of future earthquakes in the city. Geological sections, boreholes and geotechnical parameters have been revised to determine the characteristics of the surface geological structure. We analyzed the shallow V_S structure at 29 sites from refraction seismic profiles and the ground predominant periods T_p. The Vs structure has been obtained in 13 points by joint inversion of dispersion curves (SPAC method) and H / V curves of microtremor. The soils have been classified based on the V_{S30} values, T_p and thickness of deposits Z_{800}. The results have been organized for the AF assessment and their use in GMPEs.

1. INTRODUCCIÓN

En terremotos grandes recientes (p.e. 1985 México; 1989 Loma Prieta,;1994 Northridge; 1995 Kobe; 1999 Chi-Chi) se ha constatado que, a escala urbana, las sacudidas sísmicas más severas se dan una y otra vez en los mismos lugares. En ellos se produce una amplificación debido a la existencia de suelos más blandos que alteran el nivel de la sacudida respecto de los duros y que aquellos lugares situados sobre suelos relativamente blandos también producen amplificación en determinados rangos de frecuencias. A esta modificación del movimiento sísmico del terreno debido a las condiciones del suelo subyacente se denomina efecto de sitio. La intensidad de la sacudida sísmica en cada lugar depende fundamentalmente de la magnitud del terremoto, de la proximidad a la fuente y de las condiciones locales. Mientras que magnitud y distancia son diferentes para cada evento, las condiciones locales modifican las características del movimiento sísmico del terreno, generalmente de forma similar, por lo que la cuantificación de los efectos de sitio tiene una gran importancia a escala urbana.

La influencia de las condiciones locales se cuantifica a menudo a través del factor de amplificación (FA), que se define como la razón entre el movimiento en superficie y el del basamento. Para obtener el FA de sitio se puede usar cualquiera de los parámetros instrumentales del movimiento del terreno pero el más usado suele ser el espectro de respuesta de aceleración. La amplificación de sitio puede evaluarse analizando la respuesta sísmica del sitio que modela la propagación de las ondas desde el basamento a través de las capas del suelo hasta la superficie. Una alternativa al análisis de la respuesta sísmica específica del sitio son los modelos de amplificación de sitio (MAS) que son ecuaciones empíricas que predicen la amplificación de sitio basándose en el movimiento de entrada y las características generales del sitio (Navidi, 2012).

Para caracterizar un sitio, la mayoría de los modelos MAS que se utilizan en las ecuaciones de predicción del movimiento del terreno (GMPE) caracterizan a un sitio con dos parámetros: la velocidad promedio de las ondas de cizalla en los 30 m superiores (V_{S30}) y la profundidad hasta el basamento ingenieril (Z_{800}). Sin embargo, cuando se compara la respuesta de sitio que tienen lugares con los mismos valores de V_{S30} y Z_{800}, pero que tienen una estructura diferente de V_S en los 30 m superiores, se observa que existe una variación en la amplificación sitio y que, por tanto, hay otros parámetros de sitio que tienen en cuenta esas características estructurales que también influyen en dicha amplificación.

Entre los parámetros que ayudan a explicar la variación en la amplificación sitio (y pueden incluirse en los MAS) están, además de V_{S30} y Z_{800}, los parámetros V_{S10}, V_{ratio} (relación entre la V_S media de la parte inferior respecto a la V_S de la parte superior), T_p (período predominante del suelo), etc.

La zona de estudio, el área urbana de la ciudad de Granada, está en una región de actividad sísmica moderada. Cercanos a la ciudad se han registrado instrumentalmente terremotos de magnitud moderada o baja (Mb<5.5), casi todos someros (de profundidad < 20 km) (Morales et al, 1997), destacándose las series de Santafé de 1911 o de Albolote de 1956. También han ocurrido sismos históricos de mayor magnitud como los de 1431 o 1806 (Vidal et al., 2010).

Desde un punto de vista geológico, la ciudad está en el borde nororiental de una cuenca neógeno-cuaternaria situada en el sector central de las Béticas. La cuenca estuvo sometida a subsidencia entre el Mioceno Superior y el Cuaternario, a condiciones marinas desde 11 hasta 6 millones de años y después a sedimentación continental. El relleno sedimentario de la cuenca llega en algunas zonas (Cubillas y Santa Fe) hasta más de 2 km de espesor, con presencia de depósitos del Holoceno de hasta 200 m de espesor (Morales et al., 1990).

El nivel de sismicidad y de peligrosidad sísmica del área y la presencia de suelos blandos en la ciudad justifican el interés de estudiar las condiciones y el comportamiento dinámico del suelo.

En este trabajo se analizan las características de las estructuras obtenidas en la ciudad con datos litológicos y geotécnicos, de perfiles someros de refracción, y de medidas de ruido individuales y en arreglos (*arrays*) que hemos ido realizando en Granada en los últimos años. Con estos datos se obtiene un conocimiento detallado de las condiciones locales del terreno y de los parámetros más relevantes que influyen en su comportamiento y poder calcular así los FA de sitio en Granada aplicables a ecuaciones GMPE.

2. CARACTERIZACIÓN GEOTÉCNICA DEL SUELO DE LA CIUDAD.

Una zonificación de áreas litológico-geotécnicas de Granada (Figura 1 a), establecida por Valverde (2010) a partir de sondeos, SPT, CPT, calicatas, ensayos de laboratorio y tests de campo, identificó las principales: Formación Alhambra (FoAl), depósitos coluviales (DeCo), aluviales groseros (AlGr) y paleosuelos finos (PaFi). Además se han identificado el tipo de materiales hasta unos 15 a 20 m en un gran número de sitios de la ciudad (Figura 1c). Los materiales de la FoAl son: Conglomerados de arenas, gravas, cantos y algún bolo en matriz arenosa con limos y arcillas de tonalidad rojiza. Los redepósitos DeCo son: Arcillas marrón-rojizas con cantos; Limos arcillosos o niveles granulares carbonatados de tonalidad crema; Arcillas marrones y marrón-rojizas; Niveles granulares grises. Los AlGr son: Arenas, gravas, cantos y algún bolo con matriz limo-arenosa gris, existiendo intercalaciones disimétricas (predominantes en los tres primeros metros) de limos arenosos y de arenas finas y medias a modo de bolsa o lentejón. Los PaFi son: Arcillas y arcillas limosas de tonalidades marrón, crema y marrón-rojiza con material granular a modo de bolsa o lentejón, existiendo a techo acumulaciones de carbonatos o arenas, gravas y cantos con limos arcillosos marrones.

Un análisis de los suelos sin capacidad portante (rellenos antrópicos, suelo vegetal y de fangos) (Figura 1b) indica la irregular distribución de los rellenos antrópicos (de poco espesor) y fluviales (de considerable espesor en algunos tramos de cauces actuales de los ríos).

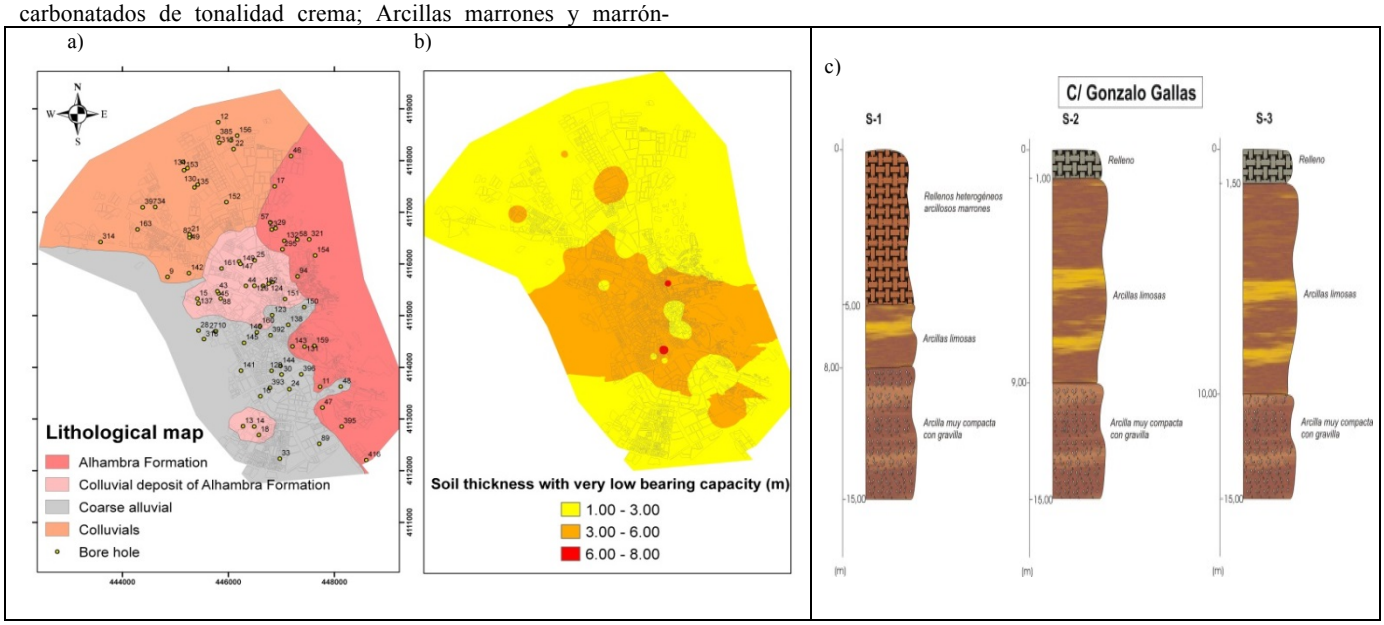


Figura 1 **– Mapas de Zonificación litológica (a), y de espesores de capacidad portante nula (b) y detalles de 3 sondeos estudiados (c)** ***(Lithological microzonation –a- , thickness of soil bearing capacity zero –b- and details of three studied boreholes -c-***).

3. ESTRUCTURA SUPERFICIAL A PARTIR DE PERFILES SÍSMICOS

La estructura de velocidad de ondas de cizalla de las capas más superficiales obtenida a partir de los registros de 29 perfiles sísmicos directos e inversos de refracción (de 50 a 75 metros de largo), repartidos por todo el casco urbano de Granada (Figura 2) y atravesando todos los tipos de suelos descritos en el mapa geotécnico, permiten caracterizar la estructura del suelo más somero hasta más de 15 m (Cheddadi *et al*., 2001).

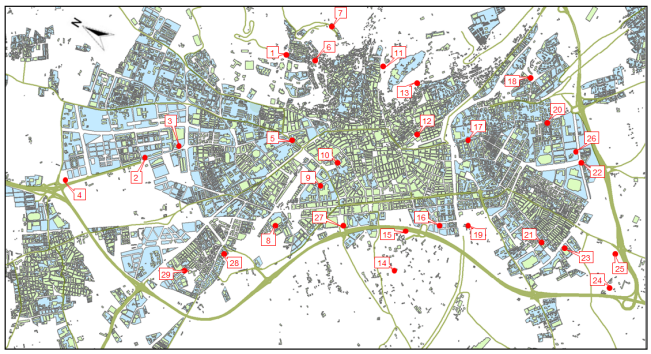


Figura 2 **– Situación de los perfiles de refracción realizados en Granada. (*Location of the refraction seismic profiles in Granada*).**

Los resultados de estos perfiles (Tabla 1) muestran que en los primeros metros los valores son algo mayores a los obtenidos con ensayos SPT y sondeos, que a los pocos metros de profundidad ya se alcanzan valores de V_S > 450 m/s y que el basamento ingenieril aflorante o a muy poca profundidad (V_S > 750-800 m/s) están en lugares de la FoAl(sitios 1, 6, 7, 11, 12, 13) o en sitios próximos.

Tabla 1. Valores de velocidad (*Vi, m/s*) y espesor (*Hi ,m*). (*Values of velocity (V_i) and thickness (H_i)*).

Perfil	Lugar	V_1	H_1	V_2	H_2	V_3	H_3
1	Cartuja	400	4.5	1000			
2	Estación	180	2	350	7	710	
3	Alcampo	180	2	480			
4	Ferial	260	4	330			
5	Medicina	310	2	620			
6	Muralla	380	1	1190			
7	San Miguel	570	1.5	1180			
8	Sanders	220	1	480			
9	Fuentenueva	117	2	450			
10	San Jerónimo	?	?	570			
11	Rey Chico	360	1	760			
12	Ayuntamiento	330	1.5	850			
13	Mártires	620	2	1820			
14	Depuradora	160	3	490			
15	Cármenes	?	?	610			
16	Labor	170	2.5	500			
17	Vergeles	110	1	450			
18	Rio/Bola Oro	420	1	625			
19	Urende	185	2	360	6	630	
20	B. Huétor	155	1.5	425			

21	H. Pobres	290	1.5	590			
22	N. Campo	190	1	510	3	830	
23	Juan XXIII	110	1	560	11	910	
24	Harvestone	165	1.5	620			

4. ESTRUCTURA SUPERFICIAL V_S

Los modelos iniciales de amplificación de sitio sólo distinguían entre los sitios de roca y de suelo e incorporaban la amplificación sitio mediante un parámetro de escala o definiendo diferentes modelos estadísticos para sitios de suelo y de roca. Pero la geología superficial proporciona sólo una estimación aproximada del efecto de sitio. La velocidad media de las ondas de cizalla de los últimos 30 metros (V_{S30}) es una expresión sintética de las propiedades dinámicas de un perfil de suelo, idónea para cuantificar la influencia de las condiciones del lugar en el espectro de respuesta.

Por esa razón, la V_{S30} ha sido adoptada en varios códigos sísmicos (p.e. Uniform Building Code, UBC; NEHRP 2003; Eurocode-8, EC8; Norma de Construcción Sismorresistente Española, NCSE-02) como parámetro representativo de las características del comportamiento sísmico del suelo. Además de emplearse para la elaboración de códigos sísmicos (Dobry et al, 2000) también se utiliza para la evaluación de los efectos de sitio a partir de la clasificación regional de suelos (Ismet et al., 2006).

Los valores V_S y de V_{S30}, obtenidos con SPAC en 13 sitios de Granada, por Navarro *et al.* (2010) indicaban claras diferencias entre sitios. Recientemente Velasco *et al.* (2014) han obtenido la estructura *Vs* en 10 de esos sitios usando una inversión conjunta de curvas de dispersión (de SPAC) y de la razón H/V de microtremor (Tabla 2), alcanzando valores de V_S hasta profundidades mayores de 100 m. En todos los modelos calculados se detectó la capa con $Vs > 800$ m/s, a profundidad diferente según el sitio.

Estos modelos justifican mejor los periodos predominantes T_p altos calculados en la mayoría de los sitios (Tabla 2), pero en los puntos en la Formación Alhambra ó cercanos a ella tienen valores T_p bajos (p.e. 0.4 en Aixa la Horra y en Los Mártires).

5. PARÁMETROS DE SITIO

Las ecuaciones de predicción del movimiento del terreno existentes consideran la V_{S30} y la profundidad al basamento ingenieril (Z_{800}) o a la roca (Z_{1500}) como parámetros importantes de sitio y a veces el período predominante del suelo (T_p).

Tabla 2*- Estructuras V_S obtenidas por inversión conjunta y valores de T_p. *(V_S structures by joint inversión and T_p values).

Aynadamar		**Zaidín**		**Beiro**		**Bola de Oro**		**Fuentenueva**	
T_p = 1.0 s		T_p = 1.1 s		T_p = 1.4 s		T_p = 1.4 s		T_p = 0.7 s	
h	V_S	***h***	V_S	***h***	V_S	***h***	V_S	***h***	V_S
m	**m/s**	**m**	**m/s**	**m**	**m/s**	**m**	**m/s**	**m**	**m/s**
5	298	6	225	8	234	7	304	6	220
28	582	19	414	28	410	20	555	30	390
53	709	69	586	67	673	55	822	71	622
83	795	94	633	144	706	151	977	140	829
-	1237	118	713	-	1407	-	1095	-	1489
		-	986						
Estadio		**Chana**		**Náyades**		**P. Ciencias**		**Granada 74**	
T_p = 1.2 s		T_p = 1.2 s		T_p = 1.1 s		T_p = 1.1 s		T_p = 1.4 s	
h	V_S	***h***	V_S	***h***	V_S	***h***	V_S	***h***	V_S
m	**m/s**	**m**	**m/s**	**m**	**m/s**	**m**	**m/s**	**m**	**m/s**
6	236	7	248	10	222	5	248	5	248
27	349	29	390	34	406	21	495	21	495
71	475	79	510	69	505	47	706	42	628
146	639	153	550	117	513	124	831	92	665
-	1076	-	1212	-	1177	-	1407	-	1131

***h** es la profundidad, **Vs** velocidad de cada capa y **T_p** periodo predominante*

Otros parámetros de sitio, además de V_{S30} y Z_{800}, que mejoran la predicción empírica de la amplificación de sitio son los siguientes: período predominante del suelo (T_p), velocidad media de S en los 10, 50 y 100 m (V_{S10}, V_{S50s} , V_{S50i} y V_{S100}) (superiores con subíndice *s* e inferiores con *i*), V_S media hasta el basamento (V_{Sb}) y la razón entre la V_S medias de la parte inferior y superior del terreno (V_{ratio}). La V_{ratio} es un nuevo parámetro de sitio que permite explicar las diferencias en la amplificación calculada en sitios con la misma V_{S30} y profundidad del basamento, Z_{800}. En la Figura 3 se representan la distribución de valores de V_{S10} obtenidos de datos de SPT y de perfiles sísmicos de refracción y valores de V_{S30} a partir de medidas de arrays con el método SPAC, respectivamente.

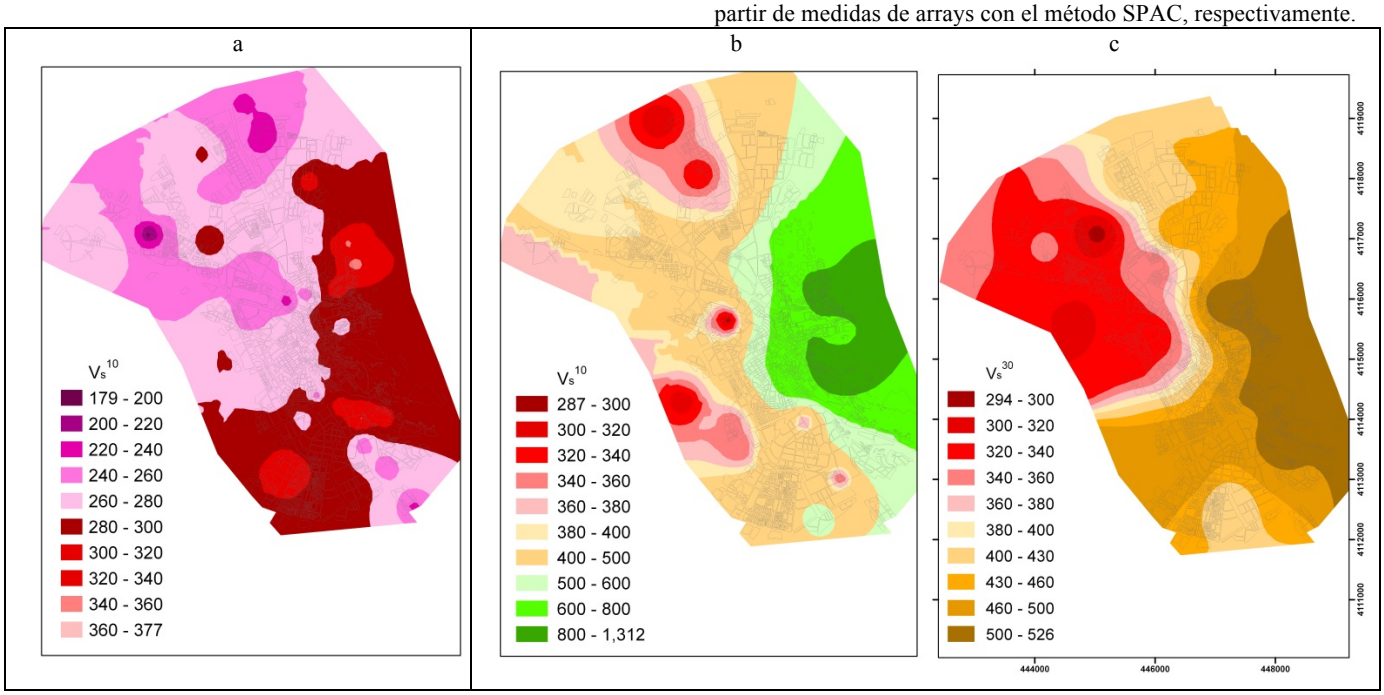


***Figura 3* – Mapas de V_{S10} y V_{S30} obtenidos de datos: a) geotécnicos, b) de perfiles sísmicos de refracción y c) de arrays. (V_{S10} *y* V_{S30} *maps obtained from: a) geotechnical data, b) refraction seismic profile and c) data*).**

En la Tabla 3 se recogen los valores calculados para cada estación de los parámetros de sitio: V_{S10}, V_{S30}, V_{S50s}, V_{S50i} , V_{S100}, V_{Sb} en m/s, Z_{800} en m y V_{ratio} (V_{S50i} / V_{S50s}).

Tabla 3* – Valores de diferentes parámetros de sitio en 10 zonas. *(Values of different site parameters in 10 zones of Granada).

Zona	V_{S10}	V_{S30}	V_{S50s}	V_{S50i}	V_{S100}	V_{ratio} V_{S50i}/ V_{S50s}	Z_{800}	V_{Sb}	A_{1D}
Aynada mar	394	526	573	841	666	1.47	83	609	3.35
Zaidín	290	407	451	453	496	1.00	118	520	3.83
Beiro	263	341	432	694	501	1.61	144	550	3.66
Bola de Oro	364	511	603	959	696	1.59	20	431	4.50
Fuente nueva	281	326	413	727	502	1.76	71	432	4.49
Estadio	264	330	373	558	423	1.49	146	474	4.15
Chana	275	343	397	526	426	1.32	153	462	4.24
Náyades	220	294	368	510	394	1.38	117	408	4.71
P. Ciencias	340	496	538	784	624	1.45	47	488	4.05
Granada 74	331	462	510	712	568	1.39	92	544	3.69

V_{S50s} , V_{S50i} , V_{Sb} indican la V_S media en los 50 m superiores, inferiores y hasta el basamento, respectivamente. ***A_{1D} = FA***

Los valores calculados de estos parámetros (Tabla 3) indican características clave de la estructura del suelo en Granada ligadas a su comportamiento. Los valores V_{S10} indican la naturaleza de los suelos superficiales y su relación con el comportamiento suelo-cimentación, dándose valores bajos (V_{S10} < 300 m/s) en 6 de los 10 sitios estudiados.

Los valores de V_{S10} obtenidos a partir de datos de SPT, tras haber utilizado la relación $V_S = f(N_{SPT})$ de Hasancebi y Ulusay (2007), son menores que los calculados con perfiles sísmicos de refracción, por lo que deberá adaptarse a la zona la relación anterior. No obstante la delimitación de zonas con valores más bajos son parecidas, pero las obtenidas con SPT proporcionan un mayor detalle de las diferencias relativas, al haberse calculado en un mayor número de sitios.

Los valores V_{S30} son útiles para una clasificación de suelos siguiendo los criterios indicados de UBC-NEHRP, EC8 o NCSE-02. Las estaciones Náyades, Fuentenueva, Estadio, Beiro y Chana son suelos tipo C según el EC8 (tipo III según NCSE-02, lo que implicaría un coeficiente del terreno de 1.3)) y las demás tipo B (o tipo II). La V_{S50} daría una clasificación similar salvo para Beiro y Fuentenueva, con valores superiores a 400 m/s.

La V_{S100} vuelve a dar valores muy bajos (< 400 m/s) para Náyades y valores bajos (< 450 m/s) en Estadio y Chana, indicando la existencia de depósitos profundos de suelos medio densos y densos.

El parámetro V_{Sb} (velocidad media de la onda S hasta el basamento) es verdaderamente ilustrador del potencial comportamiento sísmico del suelo. Los valores de V_{Sb} son bajos en las estaciones Náyades Bola de Oro y Fuentenueva y también en Estadio y Chana, aunque con valores algo superiores.

La profundidad al basamento (Z_{800}) es otro parámetro de sitio importante, indica a la profundidad que se encuentra la roca firme o dura. En Bola de Oro-Genil el basamento está a poca profundidad (Z_{800} = 20 m), mientras que en Chana, Estadio, Beiro, Náyades y Zaidin hay un gran espesor de sedimentos (Z_{800}>100 m). Este parámetro está relacionado con la V_{Sb} y el período predominante (T_p).

Si se aplica la clasificación geotécnica propuesta por Bray & Rodríguez-Marek (1997), que tienen en cuenta el tipo de suelo, la V_{S30} y el espesor del suelo (y también el T_p), la mayoría de los sitios serían clasificados como D1 y D2, salvo Bola de Oro-Genil, y Aynadamar que serían C3 (hay que recordar que los suelos tipo C y D de UBC-NEHRP corresponden a los B y C del EC8, respectivamente).

Luzi *et al.* (2011) han hecho una clasificación de suelos que considera la V_{S30} y el período predominante T_p. Estos autores, tras identificar una buena correlación entre el período fundamental (T_p) y la profundidad al basamento (Z), han obtenido una relación empírica entre la V_S media hasta el basamento (V_{Sb}) y la amplificación (A_{1D}) para el período fundamental (obtenido con un modelado 1D) del suelo, según la ecuación:

$$A_{1D} = 780.2 \bullet V_{Sb}^{-0.85} \quad (1)$$

La relación entre la amplificación (A_{1D}) y la velocidad V_{S30} obtenida por Luzi *et al.* (2011) da peores resultados (Figura 4). Las amplificaciones que se obtienen utilizando los datos calculados de V_{Sb} (en vez de V_{S30}) y la ecuación (1) están todas por encima de 3 (para el periodo fundamental del suelo)y son más de 4 veces en los sitios de Náyades, Fuentenueva, Bola de Oro, Chana y Parque de las Ciencias (Tabla 3). Estos resultados concuerdan con las amplificaciones obtenidas con métodos diferentes por Velasco et al. (2014) y por García-Villena et al (2014) para estos sitios.

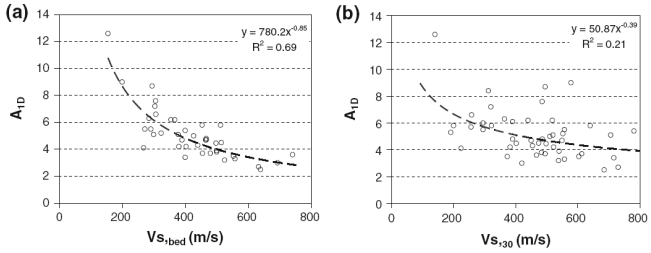


Figura 4* – Correlación entre la amplificación A_{1D} a la frecuencia fundamental y la velocidad media a) V_{Sb} y b) V_{S30}. *(Correlation between amplification at the fundamental frequency and average shear wave velocity* a) V_{Sb} *and b)* V_{S30}*). (Luzi et al., 2011).

Las dos V_{ratio} calculadas, V_{S50i}/V_{S50s} y V_{S100}/V_{S50}, se han comparado para ver la que mejor predice la amplificación. La primera tiene valores que van desde 1.3 hasta 1.7, mientras que la segunda solo varía entre 1.07 y 1.21. La primera correlaciona bien con los valores de amplificación obtenidos con V_{Sb} y T_p mientras que la segunda no lo hace; además, la primera discrimina bien las diferencias entre sitios, como puede verse en la Figura 5.

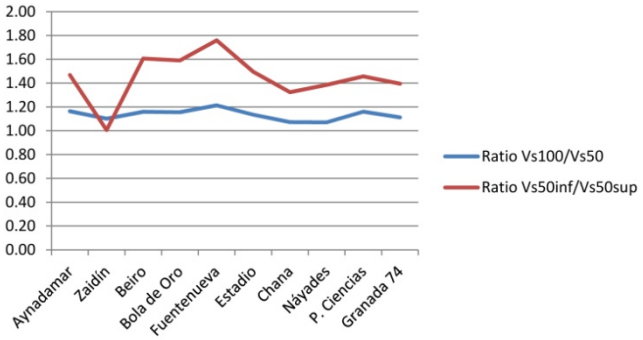


Figura 5* – Comparación de valores obtenidos de V_{ratio} . (*Comparisson of V_{ratio} here obtained).

6. CONCLUSIONES.

La clasificación primaria de los suelos de Granada según sus características geotécnicas (litología y Vs superficiales deducidas de valores SPT) ha permitido una zonificación de la ciudad y la detección de suelos de capacidad portante muy baja o nula e incluso una caracterización aproximada de los terrenos más someros (10 m) con la V_{S10}.

La comparación de los cálculos de V_{S10} con datos de perfiles y de SPAC con los resultados de datos geotécnicos detecta que los segundos son menores. Esto indica que la correlación de Hasancebi y Ulusay (2007) para suelos arenosos con datos de SPT necesita ajustar mejor dichos N_{SPT} con los V_S obtenidos con perfiles sísmicos. No obstante, la distribución de valores mínimos y máximos de V_{S10} con las dos técnicas son similares.

La mayoría de los modelos MAS que se utilizan en las ecuaciones de predicción del movimiento del terreno (GMPE) caracterizan el sitio con dos parámetros: la velocidad promedio V_{S30} y la profundidad hasta el basamento Z_{800}. Pero estos parámetros se muestran insuficientes para suelos clasificados como tipos C, D y E del EC8. La V_{S30} ha permitido clasificar los suelos y establecer una zonificación del área urbana.

Para mejorar la predicción empírica de la amplificación de sitio, además de V_{S30} y Z_{800}, hemos estimado otros parámetros de sitio: el período predominante T_p, las velocidades medias V_{S10}, V_{S50s}, $V_{S50i,}$ V_{Sb} y V_{S100} y la razón entre V_S medias V_{ratio}.

La V_{S30} ha permitido la clasificación en suelos tipo C (según el EC-8) en los sitios Náyades, Fuentenueva, Estadio, Beiro y Chana y los demás tipo B y una zonificación mostrada en la Figura 3. Una clasificación similar resulta con $V_{S50,}$ menos en Beiro y Fuente-nueva. Con la V_{S100} ya se detecta la influencia de la potencia de los depósitos pero la que mejor clasifica el suelo es la V_{Sb}.

El factor de amplificación, FA (definido como la razón entre el espectro del movimiento en superficie y el del basamento), es dependiente del período, del perfil de V_S (por tanto de V_{Sb}) y del nivel del movimiento de entrada (en roca). La aplicación de la relación de Luzi *et al.* (2011) ha permitido obtener la amplificación en los sitios analizados para su uso en ecuaciones de predicción del movimiento del terreno (GMPE). Es relevante que los FA estimados son superiores a 4 (para los períodos predominantes) en la mitad de los sitios (Náyades, Fuentenueva, Bola de Oro-Genil, Chana y Parque de las Ciencias) y que en los restantes FA > 3. Estas amplificaciones están de acuerdo con las obtenidas para el área urbana con simulaciones (Velasco *et al*., 2014) y con modelado de la respuesta (García-Villena *et al*., 2014).

La V_{ratio} V_{S50i}/V_{S50s} se ha mostrado más resolutiva que la $V_{S100}/V_{S50,}$ ya que la segunda queda muy suavizada.

Los parámetros estimados V_{Sb}, Z_{800} y T_p (relacionado con los anteriores) son los que mejores resultados han ofrecido de cara a estimar la amplificación por efecto de sitio.

7. AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se realizó dentro del proyecto de investigación coordinada CGL2011-30187-C02-01-02 financiado por el Ministerio Español de Ciencia e Innovación.

Los autores agradecen a los investigadores de universidades japonesas (Tokio Institute of Technology (especialmente al profesor K. Seo) y Kanagawa University) por su colaboración en las medidas de ruido, perfiles y SPAC.

8. REFERENCIAS

Abrahamson, N. A., and Silva, W. J., 2008. *Abrahamson & Silva NGA ground motion relations for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameters*, Final report prepared for the Pacific Earthquake Engineering Research Center, February 2008.

Bray, J.D. & Rodríguez-Marek, A. (1997). Geotechnical Sites Categories". *Proc. First PEER-PG&E Workshop pn Seismic Reliability of Utility Lifelines.* San Francisco, C.A..

Cheddadi, A., Vidal F., Yamanaka H., Samano T., Mourabit T. and Seo K. (2001). "Exploration of shallow shear wave velocity by seismic refraction surveys in Granada (Spain)". *Second Workshop on Seismic Risk in North Africa*. 14-16 May, Tetouan, Marrocco.

Dobry R., Borcherdt R.D., Crouse C.B., Idriss I.M., Joyner W.B., Martin G.R., Power M.S., Rinne E.E. and Seed R.B (2000). New site coefficients and site classification system used in recent building seismic code provisions. *Earthquake Spectra* 16, 41–68.

EC8 - Eurocode 8 (2004). "Design of structures for earthquake resistance Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. EN 1998-1. European Committee for Standardization (CEN), Doc. CEN/TC250/SC8/N335. http://www.cen.eu/cenorm/homepage.htm

García-Villena, F.A., Alguacil, G., y Vidal, F. (2014). "Acelerogramas sintéticos mediante funciones de Green empíricas para simular escenarios de *Shake-map* en Granada". *Proc. 8ª As. Luso-Española de Geodesia y Geofísica*. Évora, Portugal, 9 pp.

Hasancebi, N. y Ulusay, R. (2007). Empirical correlations between shear wave velocity and penetration resistance for ground shaking assessments. *Bull Eng Geol Environ* **66**, 203–213.

Ismet A., Tildy P., Prónay Z., Pinar A. y Hermann L (2006). "V_{S30} mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey". *Geophys. J. Int*. 165, 223-235.

Luzi, L., R. Puglia, F. Pacor, M. R. Gallipoli, D. Bindi y M. Mucciarelli (2011). Proposal for a soil classification based on parameters alternative or complementary to Vs,[30]. *Bull Earthquake Eng* **9**, 1877–1898

Morales, J.; Vidal, F.; De Miguel, F.; Alguacil, G.; Posadas, A.; Ibáñez, J.; Guzman, A. and Guirao, J.M. (1990). "Basement structure of the Granada Basin, Betic Cordilleras, Southern Spain". Tectonophysics, 177, 337-348.

Morales, J.; Serrano, I.; Vidal, F.; Torcal, F (1997). The depth of the earthquake activity in the Central Betics (Southern Spain). *Geophys. Res. Lett.*, **24,** 3289- 3292.

Navarro, M., García-Jerez, A., Vidal, F., Azañon, J. M., Feriche, M., Enomoto, T. (2010): "V_{S30} Structure of Granada town (southern Spain) from the Ambient Noise Array Observations". In *14th European Conference on Earthquake Engineering*. Ohrid, Republic of Macedonia. Septiembre de 2010.

Navidi,S (2012): Development of Site Amplification Model for Use in Ground Motion Prediction Equations. Ph. D. Thesis. The University of Texas at Austin, 2012. 210 pp.

NCSE-02 (2002). Normativa de Construcción Sismorresistente Española. Real Decreto 997/2002. *Boletín Oficial del Estado* No. **244**, 11 Octubre, 2002, España.

NEHRP (1994). Recommendation prevision for seismic regulation for new buildings and other structures, *Building Seismic Saftey Council*, Washington, D. C Federal Emergency. FEMA.

Velasco, G,, Alguacil, G., Vidal, F., Navarro, M. y García-Jerez, A. (2014). "Diferencias en las sacudidas sísmicas en Granada estimadas mediante acelerogramas y estructuras Vs del terreno obtenidas con ruido ambiental". *Proc. 8ª As. Luso-Española de Geodesia y Geofísica*. Évora, Portugal, 10 pp.

Vidal, F., Feriche, M., Navarro, M., Ruíz A. (2010). "Earthquake Damage Scenarios in Granada Town (Southern Spain)". In *14th European Conference on Earthquake Engineering*. Ohrid, Republic of Macedonia. Septiembre de 2010.

Estimación empírica de parámetros del movimiento sísmico del suelo en el área urbana de Tapachula (México).

Empirical estimation of earthquake ground motion parameters across the urban area of Tapachula (Mexico).

F. Vidal [(1)], G. Alguacil [(1)], L.A. Rodríguez-González [(1)], M. Navarro [(2)], J. Aguirre [(3)] y A. Ruíz-Sibaja[(4)]

[(1)] Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, 18070, Granada (España) fvidal@ugr.es; alguacil@ugr.es;
[(2)] Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería, La Cañada, 04120, Almería (España) mnavarro@ual.es;
[(3)] Instituto Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma, México DF, México joagg@pumas.iingen.unam.mx.
[(4)] Universidad Autónoma de Chiapas, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, México, asibaja@unach.mx

SUMMARY

Differences in surface geological structure of the city of Tapachula (Mexico) indicate that different parts of the urban area could have a very different local seismic response. The city suffers frequent local and near earthquakes, some of magnitude Mw > 7.0, so an empirical determination of differences in frequency content and level of shaking within the urban area by mean key engineering parameters has been carried out. The ground predominant periods (Tp, between 0.2 and 1.1 s) estimated from microtremor measurements in 275 points, show four distinct seismic response areas in the city. The Vs structure and V_{S30} values obtained with the SPAC method in six arrays are congruent with Tp results. Highest values of instrumental parameters obtained with earthquakes recorded with a temporary seismic network, are given in TAPP and TACA stations and the lowest in TALV one. The frequency-dependent parameters obtained in six places give relevant details of the ground response and differences among studied sites. The attenuation laws of key parameters, as a function of magnitude and distance, serve as ground motion prediction equations in Tapachula.

1. INTRODUCIÓN

El efecto de sitio consiste en la modificación de las características de la sacudida sísmica debido a las condiciones locales del terreno. La amplificación de la sacudida sísmica en un lugar se produce en un rango de frecuencias y está ligada sobre todo a las características de la estructura geológica superficial (p.e. Sánchez-Sesma, 1987; Aki, 1993; Kawase, 2003; Boore, 2004). Esta amplificación de las ondas sísmicas que atraviesan los depósitos es una forma de caracterizar el comportamiento dinámico del suelo y es un factor determinante en el incremento de los daños sísmicos, por lo que se ha convertido en un tema cada vez más relevante en sismología y en ingeniería sísmica.

El estudio de la respuesta sísmica del terreno es de importancia vital a escala urbana, ya que nos permite conocer las características más relevantes que tendrán las sacudidas sísmicas en diferentes lugares de una ciudad y valorar diferencias de intensidad y es una vía para realizar una microzonificación sísmica y para determinar escenarios de movimiento sísmico del suelo en sismos futuros.

Para estimar y analizar la respuesta sísmica local contamos con tres tipos de técnicas (Luzón *et al*., 2002): las basadas en medidas instrumentales (métodos empíricos), las que utilizan registros de sismos pequeños como funciones de Green empíricas para simular acelerogramas de movimiento fuerte (métodos semiempíricos) y las que realizan simulaciones numéricas basadas en datos detallados de la estructura geológica local (métodos teóricos). En este trabajo usaremos varias técnicas del primer grupo.

En primer lugar se analizan los períodos predominantes del suelo, T_p, estimados aplicando la razón espectral H/V (Nakamura, 1989) a medidas de microtremor, y se realiza una detallada microzonificación basada en dichos T_p. En segundo lugar se obtiene la estructura de los 60 primeros m del terreno a partir de medidas de microtremor en 6 arreglos y de curvas H/V en esos 6 lugares. Además se determinan las V_{S10}, V_{S30} y V_{S60} en dichos sitios y se clasifica el terreno en función de las V_{S30} obtenidas, cotejando estos valores con los T_p. En tercer lugar se calculan los calculan los valores pico del movimiento fuerte (*PGA y PGV*), espectros de respuesta de aceleración y de velocidad (*SA, SV*), intensidad de Arias (AI), intensidad espectral de Housner (IS), los espectros de energía de entrada (IES) de unos 60 eventos registrados por una red sísmica temporal instalada por el Instituto de Ingeniería de la UNAM en 6 sitios diferentes de la ciudad de Tapachula (Aguirre *et al.,* 2011). En cuarto lugar se calculan las razones espectrales H/V de dichos terremotos y se comparan con las obtenidas con microtremor. Por último, se determinan las leyes de atenuación de cada parámetro en función de la magnitud y la distancia para que sirvan como ecuaciones predictivas del movimiento sísmico medio del terreno en Tapachula.

2. SISMICIDAD Y CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE TAPACHULA

El estado de Chiapas junto con los de Guerrero y Oaxaca concentran la mayoría de la actividad sísmica que ocurre en México. Chiapas tiene tasas de sismicidad muy alta: p.e. 9 sismos de magnitud $M_w \geq 7$ en el siglo XX o 16 sismos de Mw ≥ 5.5 entre 2001 y 2010. Los sismos de Chiapas se originan en cinco fuentes sismogenéticas (Mora et al., 2011). La primera, debida a la subducción de la placa de Cocos bajo la Norteamericana, da origen a sismos de gran magnitud M_w >7.0 (Pardo y Suárez, 1995) como p.e. el del 23-septiembre-1902, Mw = 7.7 (Figueroa, 1973) o los recientes del 21-enero-2002 (M_w = 6.7) y 7-noviembre-2012 (costa de Guatemala, M_w = 7.4). La segunda se debe a la deformación interna de la placa subducida, con sismos de profundidad intermedia (de 80 a 300 km), como p.e. el sismo del 21-octubre-1995, M_w = 7.2. La tercera se debe a la deformación cortical asociada a sistemas de fallas superficiales, con sismos superficiales (h≤ 40 km) y magnitud moderada que producen localmente daños, p.e. los enjambres de Chiapa de Corzo de julio-octubre de 1975 (Figueroa *et al.,* 1975). Una cuarta fuente se debe a los volcanes activos del Complejo Volcánico Tacaná (CVT) y el volcán El Chichonal. Para Tapachula el volcán Santa María, en Guatemala, representa un peligro importante. La quinta fuente se debe al contacto entre las placas Norteamericana y Caribe, con fallas sinestrorsas (Motagua y Polochic) y sismos muy importantes como p.e. el del 18-abril-1902, que destruyó parte de Antigua Guatemala y alcanzó intensidad VIII en la zona del Soconusco, Chiapas (Benito et al., 2001). Una zonificación general de México (MDOC, 2008), clasifica el territorio en 4 zonas de peligrosidad sísmica (en función de la frecuencia de sismos y de la PGA del suelo esperable), y Tapachula se encuentra en la Zona D, la más alta, con PGA ≥ 0.7g en 475 años. Los sismos del siglo XX, que según Figueroa (1973) y García y Suárez (1996) han afectado a la ciudad

con daños, indican la necesidad de analizar las características del movimiento sísmico a escala urbana.

El municipio de Tapachula se localiza en el extremo SE del Estado de Chiapas, limita al E con Guatemala y al O con el Océano Pacífico y se extiende desde las faldas del volcán Tacaná hasta el Océano Pacífico, con suelos del cuaternario y el paleozoico. La ciudad de Tapachula se encuentra en una zona semiplana, situada a 30 km al SO del CVT, con una elevación media de 170 m.s.n.m. La ciudad está ubicada sobre un abanico aluvial (denominado abanico de Tapachula) de unos13 km por 8 km (Fig.1) y unos 200 m de diferencia en altura. Este abanico, limitado aproximadamente por los cauces de los ríos Coatán y Cahuacán, está formado por sedimentos provenientes de la remoción de depósitos producidos por el CVT y/o por la secuencia de las calderas de San Rafael-Chanjalé. Este abanico yace cerca del ápice de un abanico más antiguo, formado por depósitos asociados a los primeros períodos de evolución del CVT (desde hace unos10^5 años) y este sobre otro abanico más antiguo, que forma la base de los dos abanicos anteriores, formado por flujos de detritos derivados de la Caldera Chanjalé, construida hace ~1 M.a. (García-Palomo et al., 2006). El abanico de Tapachula comprende una serie de terrazas, ubicadas a diferentes alturas, formadas desde hace más de 24,000 años por al menos 16 lahares arrastrados por el río Coatán, muy probablemente del CVT (Murcia, 2008). La terraza más reciente, formada por la dinámica actual del río Coatán durante los últimos 1,320 ± 75 años, tiene un mínimo de 11 unidades, incluyendo la ceniza caída por la erupción pliniana del volcán Santa María (Guatemala), iniciada el 24 de octubre de 1902.

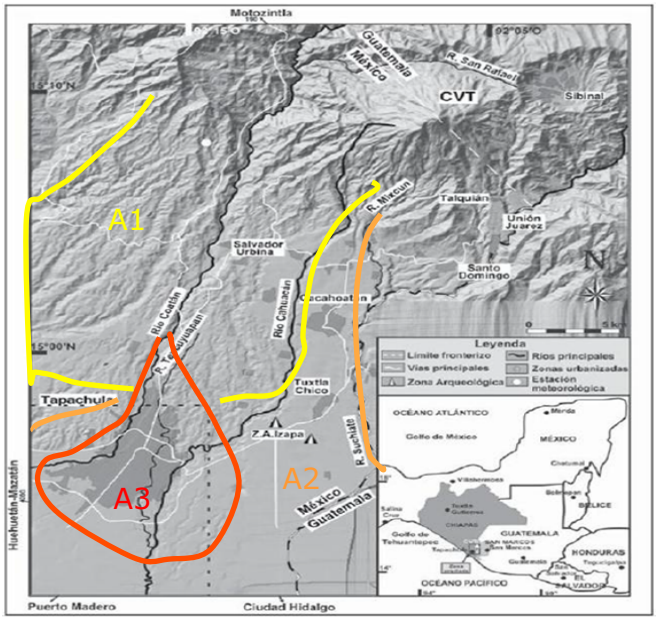


Figura 1 **- Mapa de la localización de Tapachula y el Complejo Volcánico de Tacaná CVT. El área marcada por la línea roja alrededor de Tapachula corresponde al abanico A3 o de Tapachula.** ***(Location map of Tapachula and CVT Tacaná Volcanic Complex. The area marked by the red line around Tapachula corresponds to the alluvial fan A3 of Tapachula.)***

La información geotécnica de Tapachula (González et al., 2011) indica que la mayor parte del suelo de la ciudad está compuesto básicamente por arenas compactas y en el Norte y parte del Sur por suelos plásticos a base de arcilla.

3. MAPA DE PERÍODOS PREDOMINANTES DEL TERRENO

Una de las técnicas más simples utilizadas para estimar efectos de sitio es el cociente entre los espectros de las componentes horizontal y vertical del registro de ruido ambiental denominada técnica HVSR de microtremor (Lermo y Chávez-García, 1994) o de Nakamura (Nakamura, 1989). González *et al.,* (2012) realizaron registros de microtremor en 275 puntos de la ciudad y determinaron el período fundamental T_p de vibración del suelo con la técnica de Nakamura, que varían de 0.2 a 1.1 s, siendo de 0.2 hasta 0.5 s los períodos dominantes. En la Figura 2 se nuestra el mapa de isoperíodos de Tapachula que sirve para establecer una microzonificación sísmica en términos de T_p. El mapa muestra cuatro zonas de diferente respuesta en la ciudad: la más extensa en el centro y sur con T_p 0.2-0.4 s, dos áreas pequeñas alrededor de las anteriores de 0.41-0.7 4 s, y de 0.75-0.9 s, respectivamente, y la más pequeña en zonas de la periferia, al N y SO de la ciudad y las cercanas al río Coatán con T_p > 0.9s.

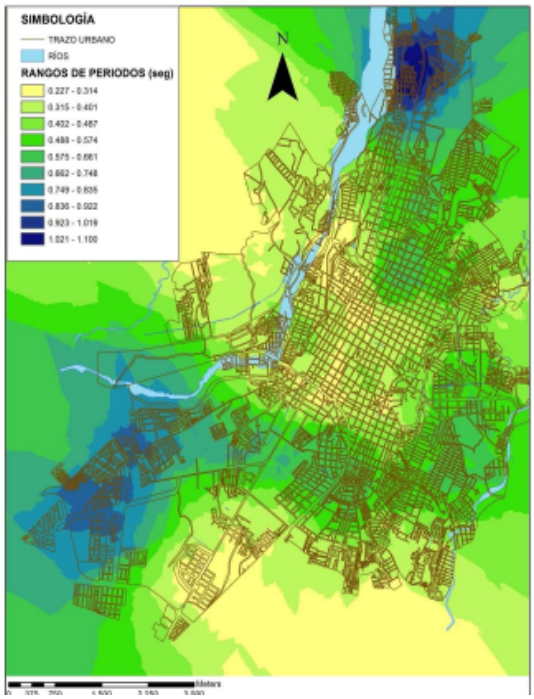


Figura 2. **Mapa de períodos predominantes de la ciudad de Tapachula. (*Predominant period map of Tapachula city*).**

4. ESTRUCTURA V_S Y CLASIFICACIÓN DE SUELOS

Ya que los cortes geológicos y los estudios de mecánica de suelos daban información solo de los primeros metros y que para entender el comportamiento del suelo se debería conocer la estructura superficial se hicieron medidas de microtremor en 6 arrays sísmicos para la obtención de modelos 1-D en esos sitios.

Se utilizaron 6 sensores de velocidad (componente vertical), 5 distribuidos regularmente en una circunferencia de radio R y el sexto sensor situado en el centro. Se obtuvo la curva de dispersión de ondas Rayleigh midiendo en dispositivos con radios de 5, 10 y 20 m respectivamente. El tiempo de registro para cada uno de los radios fue 30 minutos y la señal se muestreó a 100 m.p.s. La curva de dispersión *C(f)* para cada emplazamiento se ha determinado a partir de la interpolación de las curvas de dispersión obtenidas para los diferentes radios utilizados. Las frecuencias de las curvas de dispersión obtenidas están entre 2.7 y 16.5 Hz, y los valores de velocidad de fase *C(f)* varían entre 226 y 594 m/s (Tabla 1).

Tabla 1. **Características de las curvas de dispersión, modelos *Vs*, V_{S10}, V_{S30} ,V_{S60} y clases de suelo. (*Characteristics of the dispersion curve, V_s models, V_{S10}, V_{S30} ,V_{S60} and soil types*).**

SITIO	ΔC_R	ΔV_S	V_{S10}	V_{S30}	V_{S60}	Z_{750}	CS
TAP01	226 – 548	264 – 960	244	363	464	47	C
TAP02	359 – 553	212 – 731	259	346	467	>57	D
TAP03	262 – 537	186 – 788	197	252	306	62	DE
TAP04	295 – 426	145 – 843	194	290	380	54	DE
TAP05	338 – 594	187 – 909	238	339	448	48	D
TAP06	303 – 560	205 – 817	246	330	424	52	D

Rango de velocidades de fase de ondas Rg (ΔC_R) y de S (ΔV_S) m/s V_{S10},V_{S30},V_{S60}: Velocidad media (m/s) de S en los 10, 30 y 60 m superiores. Z_{750} Profundidad (m) del basamento ingenieril V_S= 750 m/s. CS: Clases suelo según NEHRP

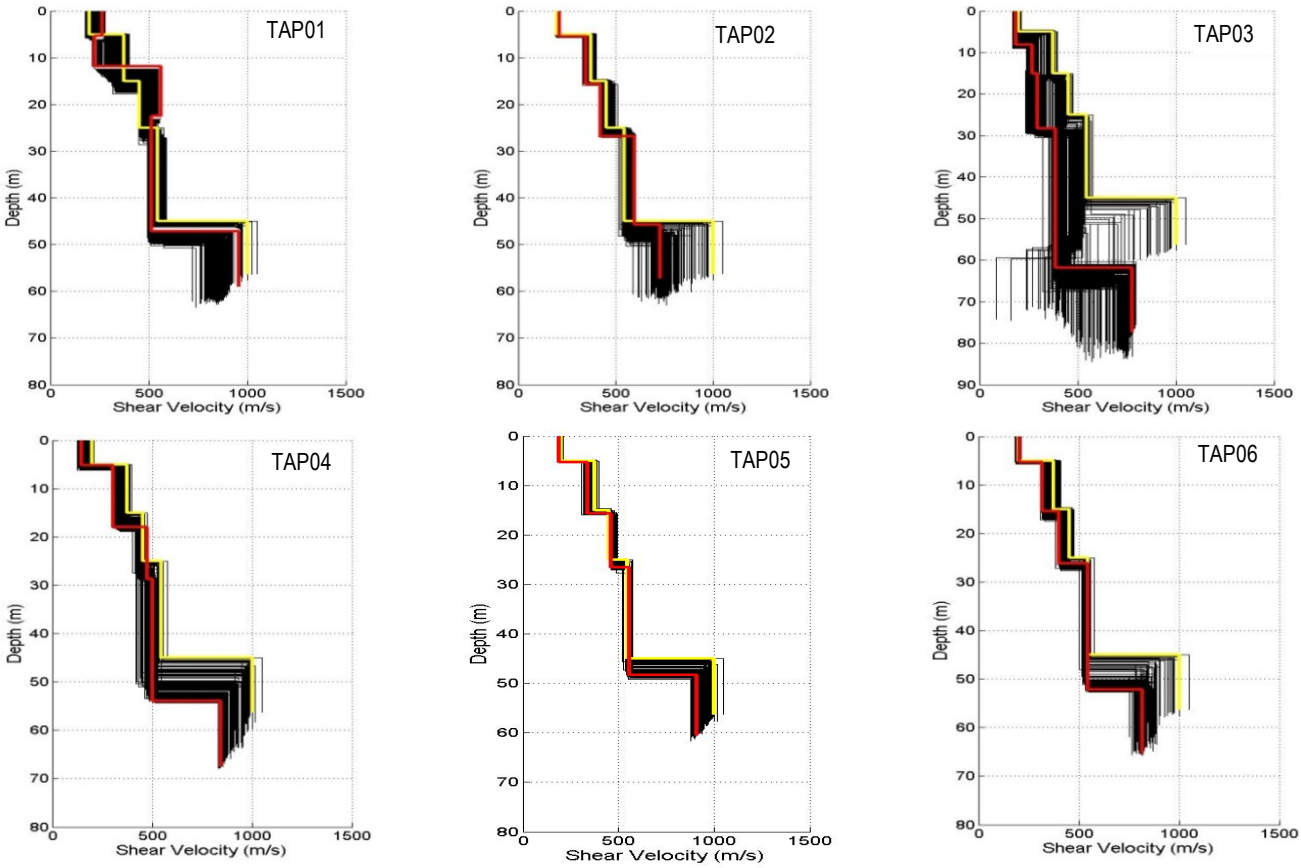


Figura 3. **Estructuras Vs obtenidas en los 6 arrays mediante la inversión conjunta de curvas obtenidas con SPAC y HVSR. (*Vs structures obtained for the 6 arrays through joint inversion of SPAC and HVSR curves*).**

Finalmente, la estructura 1D de velocidad de onda S de los seis arreglos se han obtenido mediante la aplicación de un método iterativo de inversión conjunta de la curva de dispersión *C(f)* y la curva del cociente espectral H/V (HVSR) obtenida en el centro de cada arreglo (García-Jerez *et al.,* 2007, 2008, 2010). Los modelos de velocidad de cizalla obtenidos en los seis sitios de la ciudad (Figura 3) muestran que en los 30 primeros metros es donde aparecen las mayores diferencias entre sitios. Los resultados muestran que desde unos 30 a 50 o 60 m de profundidad todos los lugares tienen una Vs similar, de unos 500 m/s, excepto TAP03 que es algo menor. A partir de unos 50 o 60 m de profundidad existen también diferencias entre los sitios, con Vs que van de 730 a 960 m/s. Todas estas características implican respuestas también diferentes en cada sitio.

Los valores V_{S30} calculados en los 6 sitios de los arreglos van desde 252 m/s a 363 m/s. Una clasificación de los suelos en función de las V_{S30}, según NEHRP-UBC, indica que TAP01 es un suelo tipo C y los demás tipo D. Los suelos de TAP03 y TAP04 podrían reclasificarse, a efectos de amplificación de la intensidad, como suelos relativamente blandos, de tipo DE según la clasificación de Wills *et al.* (2000). Una mejor caracterización del suelo se obtiene si además se utiliza el período fundamental del terreno T_p (Luzi *et al.*, 2011) o los valores de la profundidad hasta la capa de V_S=750 m/s (Z_{750}). También se han calculado las V_{S10} y V_{S60} y Z_{750} (Tabla 1). TAP03 y TAP04 tienen los valores más bajos de V_{S10} y de V_{S60} y los más altos de Z_{750}, todo ello apunta a que en esos dos sitios habrá amplificaciones mayores.

5. PARÁMETROS CLAVE Y SU ATENUACIÓN

Las primeras escalas de intensidad sísmica fueron el primer intento de caracterizar la severidad del movimiento del suelo de forma cuantitativa, sin embargo, desde un punto de vista ingenieril, el movimiento del suelo debe caracterizarse con parámetros de significado físico, que tengan una relación más o menos directa con la acción sísmica sobre las estructuras de edificación y de ingeniería civil (Alguacil y Vidal, 2012).

Los parámetros instrumentales del movimiento del suelo permiten analizar el porqué de la gravedad de daños sísmicos así como el potencial de daño ante terremotos más grandes valiéndonos de las leyes de escala (Alguacil *et al*., 2013).

En este estudio se utilizaron los datos de aceleración de seis estaciones temporales (Figura 4) instaladas en Tapachula por el Instituto de Ingeniería de la UNAM, que registraron más de 220 sismos con magnitudes *Mw* entre 3.1 y 4.9 en el período junio-julio de 2011. Se analizaron todos estos eventos y se seleccionaron solo aquellos que tenían una buena relación señal/ruido (60 eventos).

Se reevaluó la magnitud momento M_w de esos eventos a partir del espectro de desplazamiento corregido por atenuación (con un factor de calidad $Q = 251\, f^{0.58}$, García *et al.,* 2004) y por el efecto de superficie mediante el factor $K = 0.02$. Se estimó la distancia hipocentral a cada estación utilizando la diferencia de tiempos de llegada de las ondas S y las P, evitando así la influencia de los errores de localización en la estimación de la distancia.

Se calcularon los parámetros instrumentales de la sacudida (*PGA, PGV, IA, SI,* a_{rms}) en cada estación y la atenuación de estos parámetros con la distancia en función de la M_w (Tabla 2). Para obtener las diferencias de la respuesta del suelo se obtuvieron también los espectros de respuesta de aceleración y de velocidad, así como los de input de energía y las razones espectrales H/V de los eventos seleccionados.

Para obtener la atenuación de los parámetros calculados se utilizó la fórmula de la ecuación 1:

$$\log_{10}(Y) = C_1 + C_2 \cdot M_w + C_3 \cdot \log_{10} R \qquad (1)$$

donde Y es el parámetro considerado, M_W la magnitud momento, R la distancia hipocentral y C_1, C_2, C_3 son los coeficientes de ajuste.

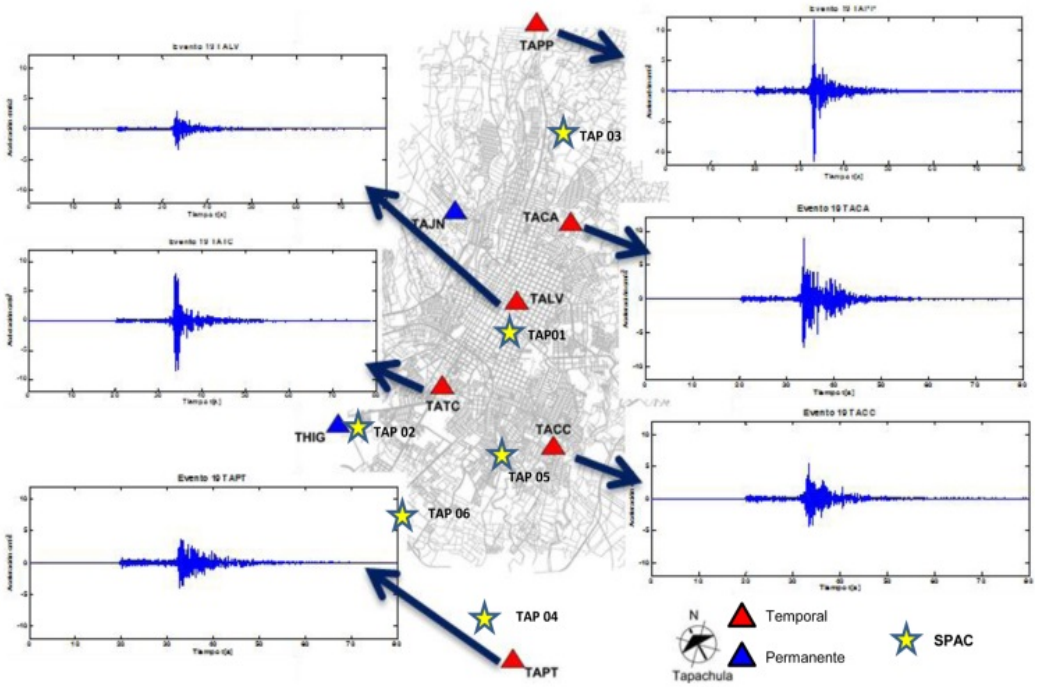


Figura 4. **Localización de las estaciones temporales (▲) y permanentes (▲) aquí utilizadas y ubicación de los arrays (estrellas) para los SPAC. Como ejemplo, se muestran los registros del sismo del 27/07/2011.** ***(Location of temporary (▲) and permanent (▲)stations here used and location of the arrays (stars) for SPAC. Records of the earthquake of 27/07/2011 are shown as an example).***

Tabla 2. **Coeficientes de las leyes de atenuación (ec. 1) de los parámetros.(*Coefficients of attenuation laws of the parameters*).**

		C1	C2	C3
	log PGA	0,755±0,449	1,224±0,091	-2,637±0,315
	log PGV	-1,771±0,531	1,382±0,108	-2,414±0,376
	log IA	-2,899±0,773	2,264±0,157	-4,081±0,543
	log SIMA	-1,915±0,533	1,398±0,108	-2,349±0,375
	log Arms	0,168±0,456	1,238±0,092	-2,697±0,320
T= 0,2 s	log ERV	-0,799±0,52	1,302±0,105	-2,53±0,36
T= 0,2 s	log ERA	0,43±0,481	1,371±0,097	-2,61±0,338
T= 0,2 s	log EIE	-1,06±0,522	1,24±0,106	-2,11±0,36
T= 0,5 s	log ERV	-2,34±0,526	1,48±0,106	-2,14±0,369
T= 0,5 s	log ERA	0,486±0,468	1,262±0,095	-2,53±0,329
T= 0,5 s	log EIE	-2,63±0,508	1,49±0,103	-1,91±0,357
T=1,0 s	log ERV	-2,57±0,515	1,409±0,104	-1,979±0,36
T=1,0 s	log ERA	0,629±0,463	1,256±0,094	-2,605±0,325
T=1,0 s	log EIE	-2,9±0,469	1,409±0,09	-1,729±0,329

Los ***parámetros cinemáticos*** del movimiento del suelo aceleración pico (*PGA*) y velocidad pico (*PGV*), al igual que el resto de los parámetros, se calcularon en cada estación para cada evento (Alguacil y Vidal, 2012) así como su valor medio para cada evento y distancia. *PGA* y *PGV* son fundamentales en estudios de peligrosidad (Ambraseys *et al*., 2005), en los códigos sísmicos y para estimar mapas rápidos de sacudida –*shake maps*- (Wald *et al.,* 1999, 2005). Las curvas de atenuación obtenidas (Figuras 5 y 6) son:

$$\log_{10}(PGA) = 0.75 + 1.22 \cdot M_w - 2.63 \cdot \log_{10} R \quad (2)$$

$$\log_{10}(PGV) = -1.77 + 1.38 \cdot M_w - 2.41 \cdot \log_{10} R \quad (3)$$

Los valores de *PGA* y *PGV* más altos se dan en la estación TAPP y los menores en TALV, en el N y en el centro de la ciudad, respectivamente. Las curvas de atenuación obtenidas indican una atenuación algo menor para *PGA* y un poco mayor para *PGV* que las obtenidas por García et al. (2004) para México Central para eventos de H = 30 km, y cercanas para el caso de H = 80 km.

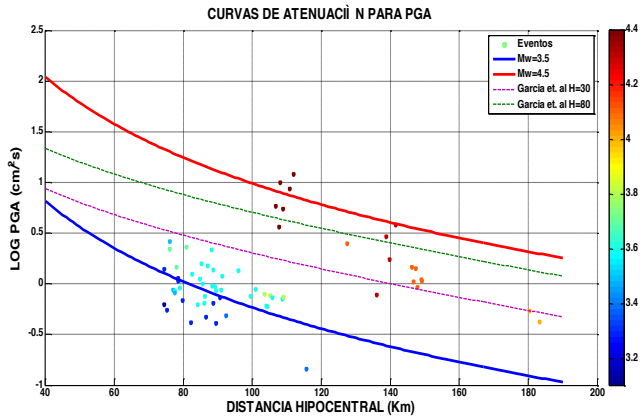


Figura 5. **Valores *PGA* y curvas de atenuación para M_w de 3.5 y 4.5 y comparación con las de García et al. (2004) para M_w de 4.5. (*PGA values and attenuation curves for M_w 3.5 and 4.5, and comparison with that of Garcia et al. (2004) corresponding to M_w 4.5).***

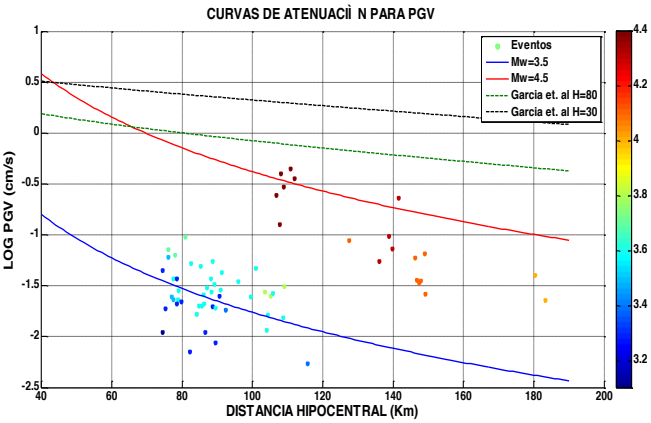


Figura 6. **Valores *PGV* y curvas de atenuación para M_w de 3.5 y 4.5 y comparación con las de García et al. (2004) para M_w de 4.5. (*PGA values and attenuation curves for M_w 3.5 and 4.5, and comparison with that of Garcia et al. (2004) corresponding to M_w 4.5).***

Los ***parámetros relacionados con la energía*** que hemos calculado son la Intensidad de Arias, *IA*, la Intensidad Espectral, *SI*, y la Aceleración Típica a_{rms} cuyas leyes de atenuación son:

$$\log_{10}(IA) = -2.89 + 2.26 \cdot M_w - 4.08 \cdot \log_{10} R \qquad (4)$$

$$log_{10}(SI_{max}) = -1.91 + 1.39 \cdot M_w - 2.34 \cdot log_{10} R \qquad (5)$$

$$\log_{10}(a_{rms}) = 0.16 + 1.23 \cdot M_w - 2.69 \cdot \log_{10} R \qquad (6)$$

Los valores más altos de los parámetros relacionados con la energía se dan en las estaciones de TAPP y TACA y los más bajos en TALV, tanto para eventos superficiales como profundos.

Las curvas de atenuación de estos parámetros (Figura 7, 8 y 9) permiten obtener el valor medio esperable en Tapachula en función de la M_w y la distancia hipocentral. Todas estas leyes, junto con las de *PGA* y de *PGV*, sirven como ecuaciones predictivas del movimiento sísmico medio del terreno.

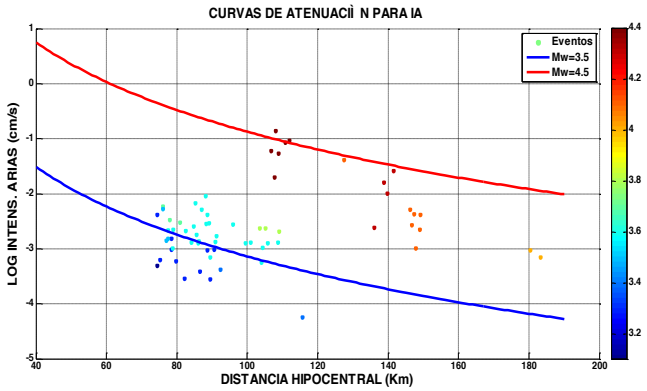


Figura 7. **Valores *IA* y curvas de atenuación para M_w de 3.5 y 4.5. (*IA values and attenuation curves for M_w 3.5 and 4.5).***

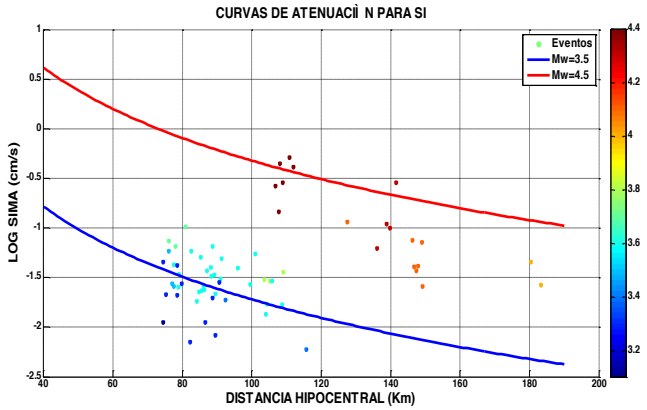


Figura 8. **Valores *SI* y curvas de atenuación para M_w de 3.5 y 4.5. (*SI values and attenuation curves for M_w 3.5 and 4.5).***

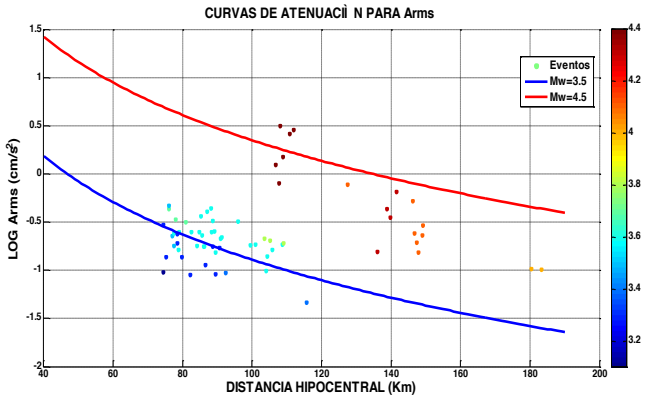


Figura 9. **Valores *Arms* y curvas de atenuación para M_w de 3.5 y 4.5. (*Arms values and attenuation curves for M_w 3.5 and 4.5).***

Para ver la bondad de los ajustes en la Figura 10 se representan, a modo de ejemplo, las relaciones de *PGV y de IA* con la magnitud (M_w) y la distancia (*log R*).

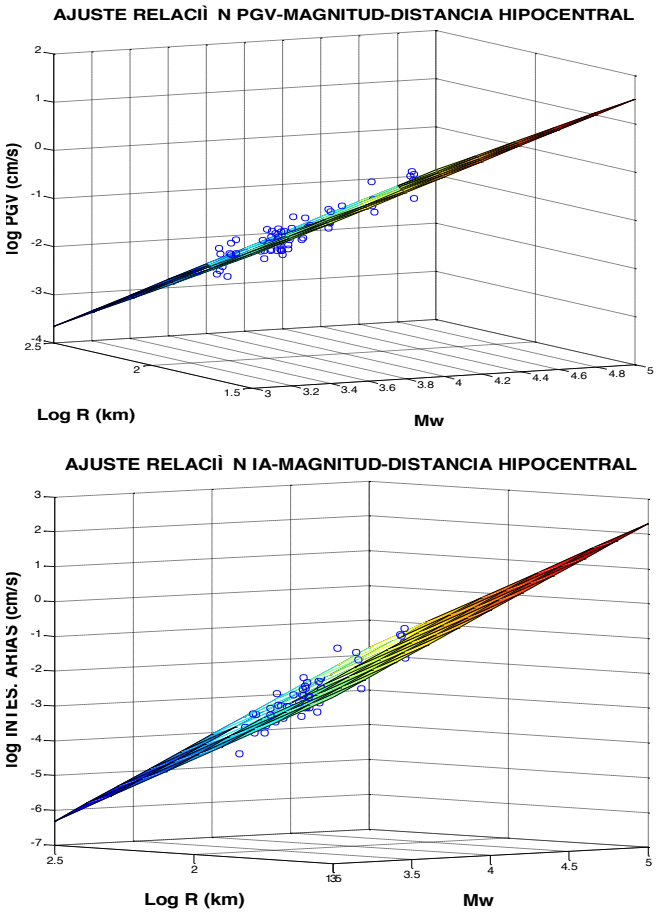


Figura 10. **Buen ajuste de la relación *PGV* (arriba) e *IA* (abajo) con M_w y log R para Tapachula. (*Good ratio settings of PGV (top) and IA (down) with M_w and log R corresponding to Tapachula city).***

Los ***parámetros espectrales*** determinados son los espectros de respuesta (de aceleración y de velocidad) y los espectros de energía de entrada (o de input de energía). Los espectros de respuesta son una representación del movimiento con fines de diseño ya que indican la respuesta máxima de osciladores simples de un grado de libertad (SDOF) amortiguados, ante una excitación sísmica, en función de la frecuencia propia del oscilador. Los espectros de respuesta permiten el cálculo directo de las tensiones máximas en elementos de una determinada estructura para un movimiento del suelo dado y se utilizan en los códigos de construcción antisísmica (p.e. EC-8, NCSE-02) como espectros promedio suavizados y normalizados. Para amortiguamientos pequeños (< 20%), como es el caso de la mayoría de estructuras en ingeniería civil, estos espectros pueden aproximarse por los de pseudoaceleración (*PSA*) y pseudovelocidad (*PSV*). En la Figura 11 se ponen ejemplos de espectros de respuesta de aceleración y de velocidad relativas correspondientes a algunos eventos registrados en la estación TATC. La semejanza en la forma de los espectros de respuesta (de aceleración y también en los de velocidad) para diferentes eventos es un indicador de las características dominantes de la respuesta del sitio (en aceleración y en velocidad, respectivamente), aunque naturalmente el nivel es dependiente de la energía de llegada (que es función de la magnitud).

La diferencia de la respuesta del suelo en los diferentes sitios puede apreciarse claramente en los espectros de respuesta de aceleración y en los de velocidad (Figura 12) obtenidos para un mismo evento de magnitud M_w 4.4 en todas las estaciones.

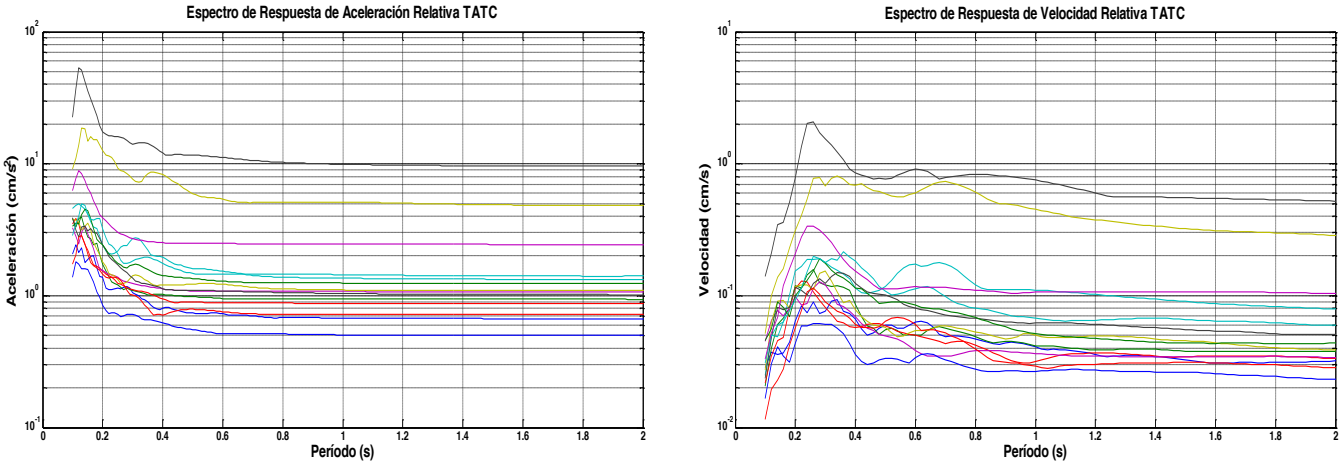


Figura 11. **Espectros de respuesta de aceleración relativa (izquierda) y de velocidad relativa (derecha) de eventos registrados en la estación TATC. (*Acceleration (left) and Velocity (right) response spectra of recorded events on the TATC station*).**

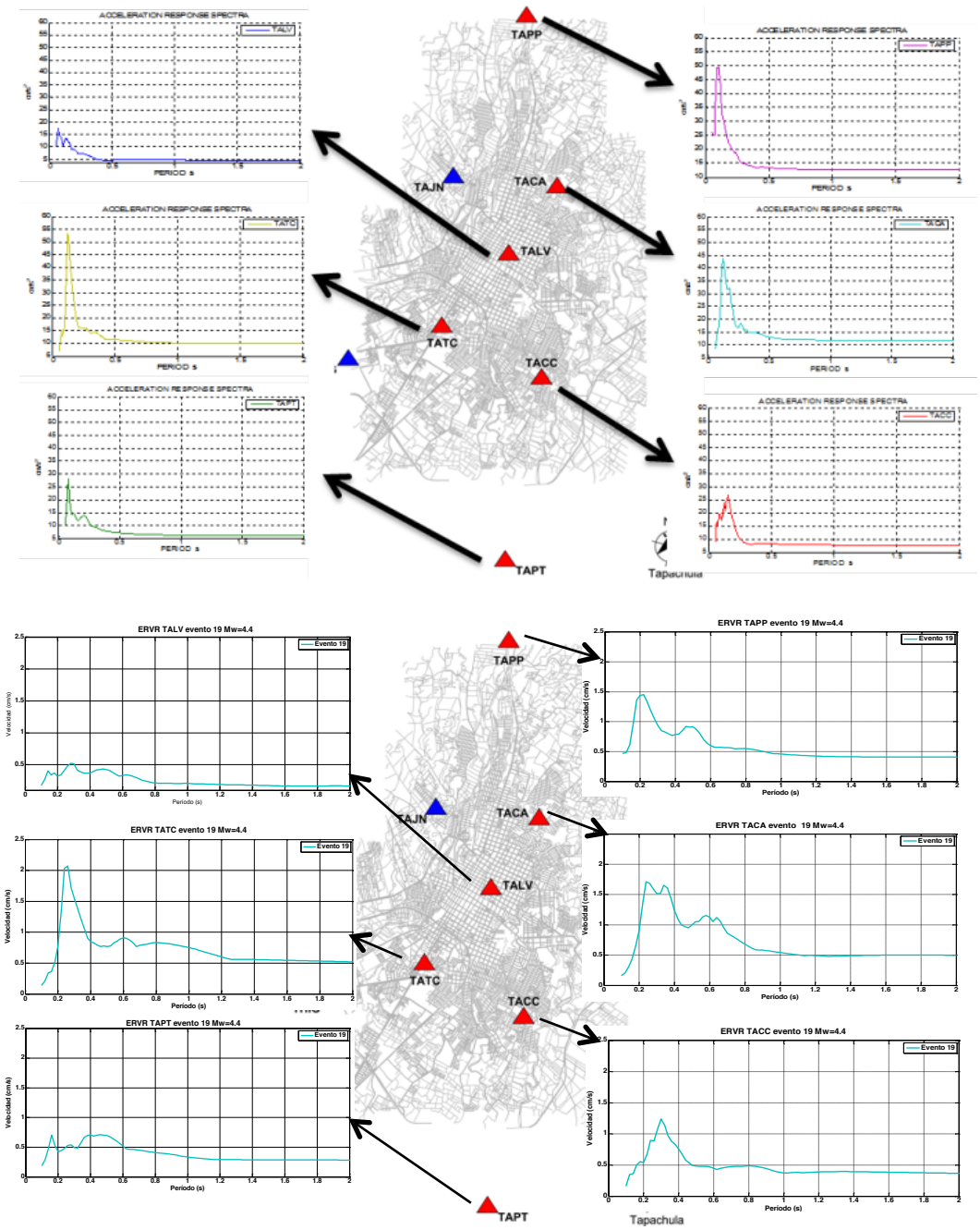


Figura 12. **Espectros de respuesta de aceleración relativa (arriba) y de velocidad relativa (abajo) de un evento de M_w = 4.4 registrado en todas las estaciones. (*Acceleration (top) and Velocity (down) response spectra of a* Mw = *4.4 event recorded in all stations).**

Los niveles del espectro de respuesta (el de aceleración y el de velocidad) son muy diferentes en las diferentes estaciones, siendo las estaciones de TATC y TACA las que tienen un nivel más alto y la de TALV el más bajo, lo que implica amplificaciones diferentes.

Se han seleccionado tres periodos característicos (T = 0.2, 0.5 y 1.0 s) para calcular la atenuación con la distancia y la relación con la magnitud de los espectros de respuesta de aceleración y de velocidad (Figuras 13 y 14). Las curvas para otras magnitudes pueden obtenerse con la ecuación 1 y los coeficientes de la Tabla 2.

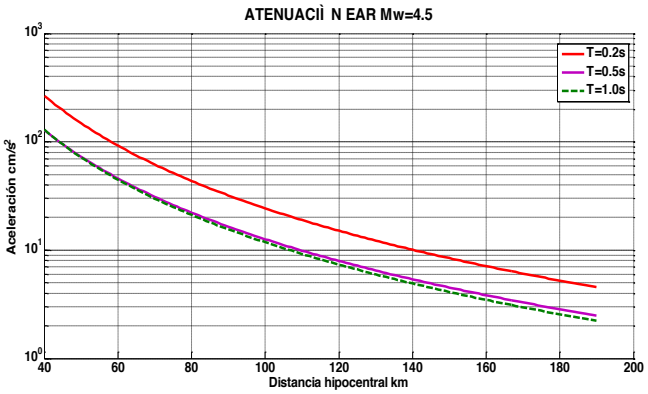


Figura 13. **Ley de atenuación del espectro de respuesta de aceleración relativa media para periodos de T = 0.2, 0.5 y 1.0 s. para M_w = 4.5. (*Attenuation law of average relative acceleration response spectrum to periods of T = 0.2, 0.5 and 1.0 s. for M_w = 4.5*).**

Los espectros de input de energía (IES), introducido por Akiyama (1980), dan una buena información de la energía transferible a las estructuras (o energía de entrada a un edificio) por un terremoto y es una forma de caracterizar el comportamiento del suelo orientado hacia su potencial de daño (Alguacil y Vidal, 2012) y su uso en diseño sismorresistente está adquiriendo una importancia creciente en la práctica ingenieril y en las normas antisísmicas (p.e. Uang y Bertero, 1988; Benavent-Climent *et al.*, 2002).

El espectro de energía de entrada relativa (Uang y Bertero, 1988) es la relación de *Ei* frente al período propio *Tn*, donde *Ei* representa el trabajo realizado por la fuerza de inercia sobre el SDOF en el sistema de referencia local (SRL), no considerando la traslación como cuerpo rígido con el suelo. En la práctica se expresa como una pseudo-velocidad v_i.

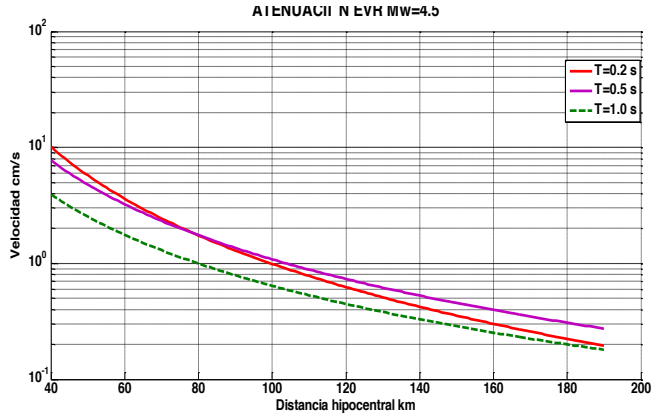


Figura 14. **Ley de atenuación del espectro de respuesta de velocidad relativa media para periodos de T = 0.2, 0.5 y 1.0 s. para M_w = 4.5. (*Attenuation law of average relative velocity response spectrum to periods of T = 0.2, 0.5 and 1.0 s. for M_w = 4.5*).**

Como ejemplo, en la Figura 15 se muestran los espectros obtenidos en una estación (TATC) y en la Figura 16 y 17 los IES de un mismo evento y de varios sismos en todas las estaciones, respectivamente.

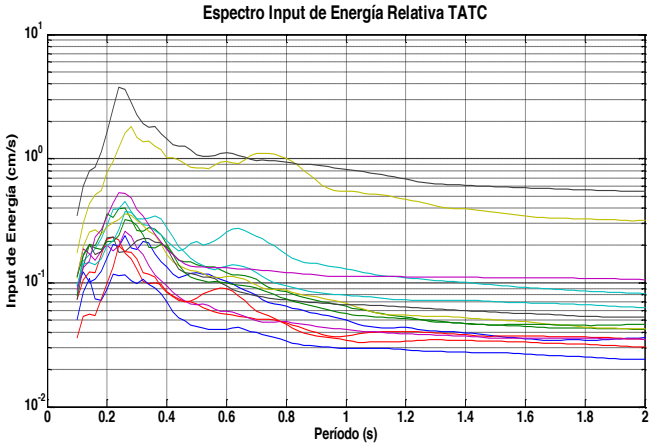


Figura 15. **Espectros de input de energía relativa de diferentes eventos en la estación TATC. (*Energy input spectra of different events recorded at TATC station*).**

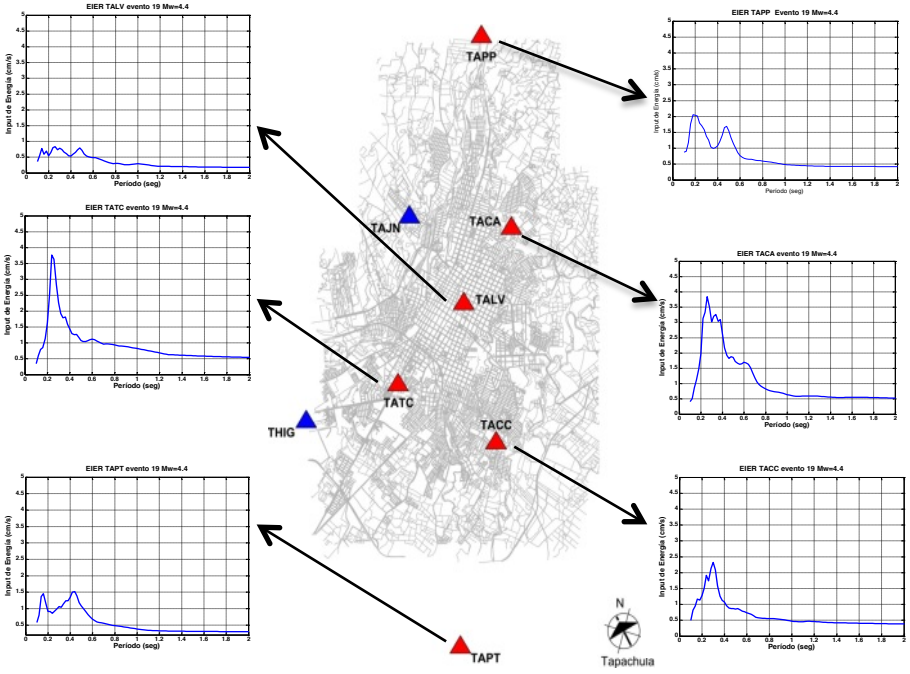


Figura 16. **Espectros de input de energía relativa de un evento de Mw = 4.4 en todas las estaciones. (*Energy input spectra of a Mw = 4.4 event recorded in all stations.*).**

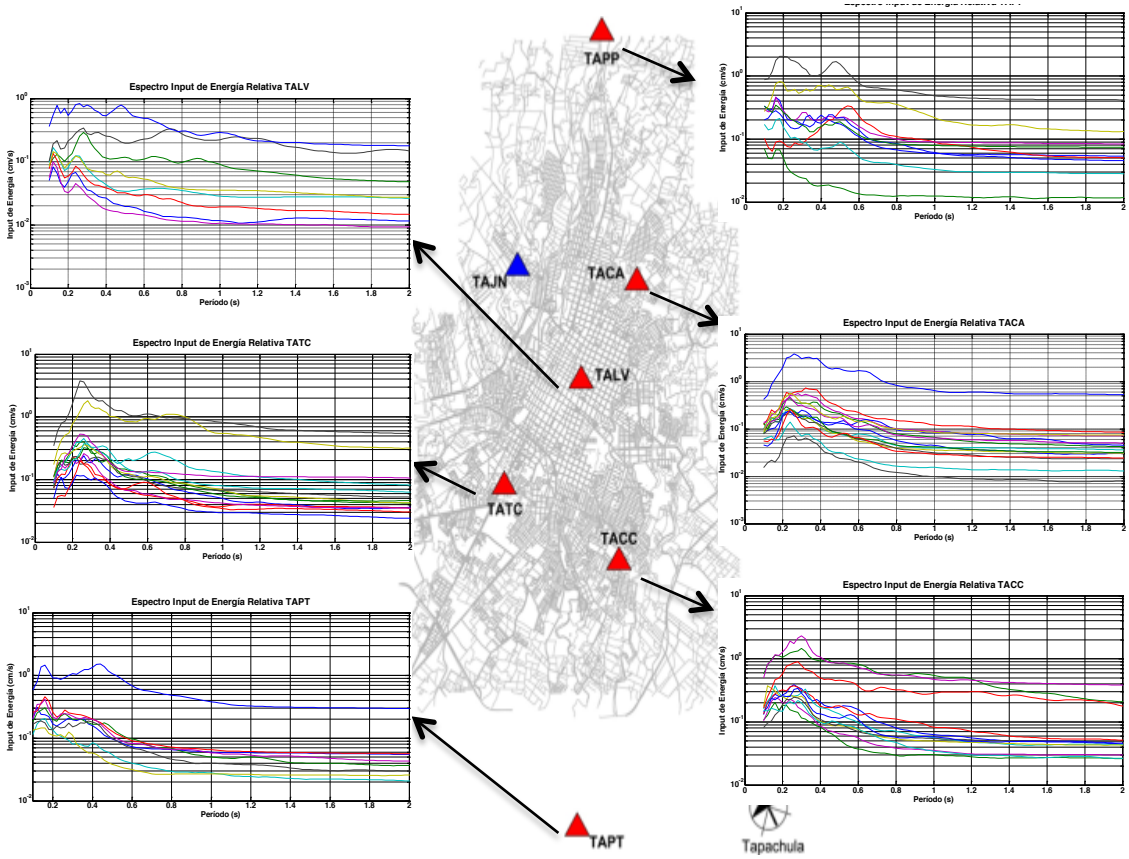


Figura 17. **Espectros de input de energía relativa de varios eventos en todas las estaciones. (*Energy input spectra of several events recorded in all stations*).**

Los espectros de energía de entrada relativa (*IES*) caracterizan mejor que los espectros de respuesta el comportamiento del suelo cuando se intenta cuantificar su potencial de daño ya que calculan la energía de un terremoto transferible a las estructuras en cada sitio (Vidal et al. 2013). Los mayores niveles de energía de los IES calculados se observan generalmente para períodos T ≤ 0.8 s. Los niveles más altos se dan en TATC y TACA y los más bajos en TALV.

La ley estimada de atenuación con la distancia y la relación con la magnitud del espectro de energía de entrada se muestra en la Figura 18. Las curvas para otras magnitudes pueden obtenerse con la ecuación 1 y los coeficientes de la Tabla 2.

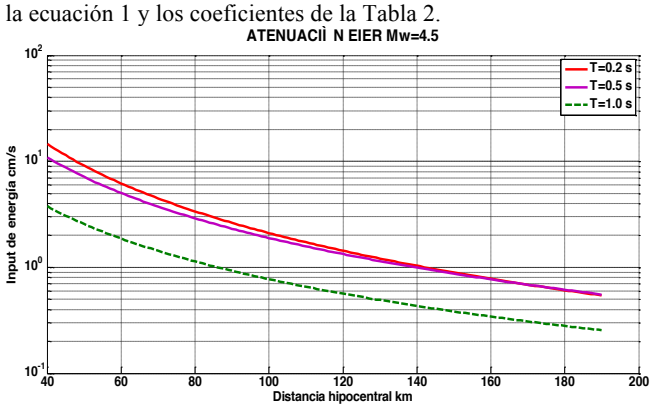


Figura 18. **Ley de atenuación del espectro de input de energía relativa media para periodos de *T* = 0.2, 0.5 y 1.0 s. para M_w = 4.5. (*Attenuation law of average relative input energy spectrum to periods of T = 0.2, 0.5 and 1.0 s. for M_w = 4.5*).**

6. RAZONES H/V DE TERREMOTOS

Las razones espectrales H/V de terremotos obtenidas en cada estación son una estimación empírica de las características de la función de transferencia en cada sitio (Lermo y Chávez-García, 1993). Dado que ninguna de las estaciones sísmicas temporales de Tapachula estaba instalada en roca, no se podía usar el método de la estación de referencia (SBSR) para determinar dicha función de transferencia y se aplicó el método HVSR.

Las razones espectrales H/V de ondas S (por ser la fase más energética) se obtuvieron en cada estación para una serie de terremotos, como por ejemplo las representadas en la Figura 19 de las estaciones TATC y TAPP, y los valores medios calculados en las diferentes estaciones, mostradas en la Figura 20.

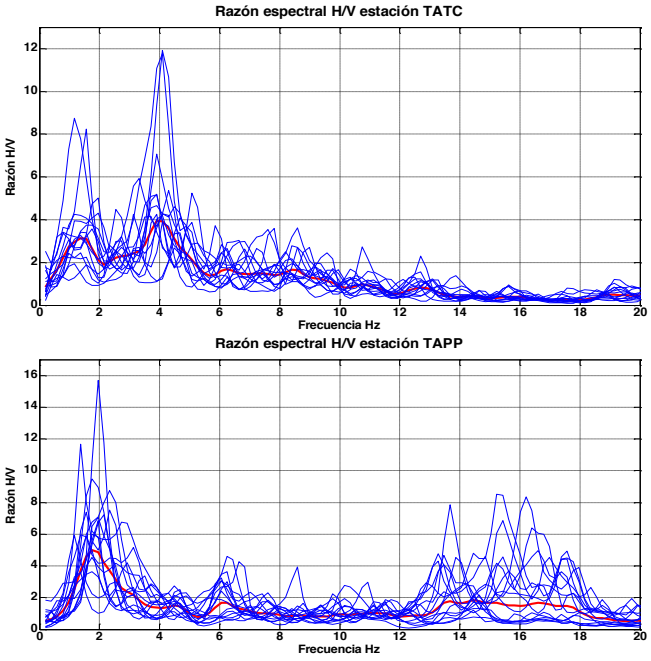


Figura 19. **Razones espectrales H/V de varios sismos en las estaciones de TATC (arriba) y TAPP (abajo). En rojo la media geométrica de dichas razones. (*H/V spectral ratios of several earthquakes in TATC (top) and TAPP (down) stations. Red line is the geometric mean of these ratios*).**

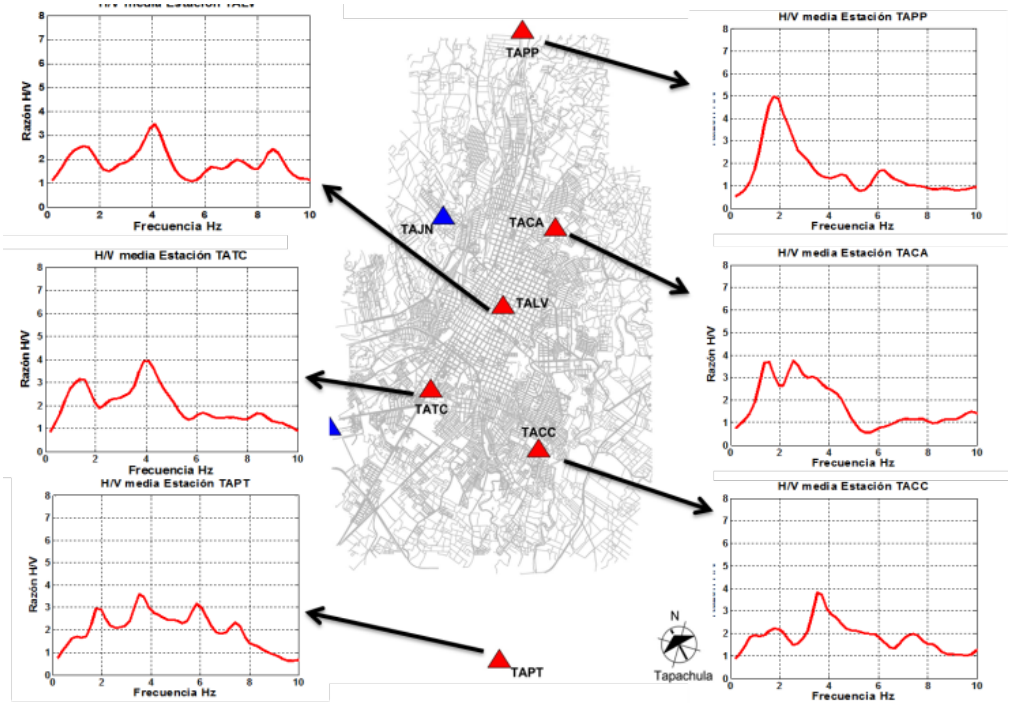


Figura 20. **Razones espectrales medias H/V de los sismos analizados en todas las estaciones. (*H/V average spectral ratios of the analysed earthquakes in all stations*).**

Las funciones de transferencia obtenidas mediante H/V indican amplificaciones en las estaciones TATC, TACA y TAPP, ya identificadas con los espectros *SA, SV* y *IES*, que para determinadas frecuencias llegan a ser de hasta 4 veces. Además, ninguno de los sitios de las estaciones está libre de ejercer amplificaciones a determinadas frecuencias, incluso TALV, por lo ninguna puede usarse como estación de referencia.

7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las características geológicas y geotécnicas de Tapachula, ponen de manifiesto que dentro del área urbana existen diferencias en su estructura superficial. Esto se debe a la existencia de abanicos aluviales, sobre todo el de Tapachula (que subyace bajo toda la ciudad), con sedimentos provenientes del Complejo Volcánico Tacaná (CVT), a la presencia de lahares y a la remoción fluvial de depósitos y de cenizas volcánicas, además de las debidas a acciones antrópicas en su parte más superficial.

Estas diferencias se manifiestan en los períodos predominantes del suelo (T_p), que muestran 4 comportamientos suficientemente diferenciados en la ciudad: uno con T_p de 0.2-0.4s en las zonas centro y S, otro con T_p de 0.41-0.74 s en áreas rodeando a la anterior, un tercero con T_p de 0.75-0.9 s al N, SE y SW, y otro con $T_p > 0.9$ s, en zonas pequeñas de la periferia al N, SE.

La inversión conjunta de los datos SPAC y HVSR ha permitido obtener los modelos de estructura V_S hasta más de 60 m de profundidad. Estos modelos indican las diferencias existentes entre sitios. Las capas con $V_S < 500$ m/s están en los 30 primeros metros, a excepción de TAP01 que tiene un Z_{500} de tan solo12 m y TAP03 con un Z_{500} de 62 m. La profundidad de los materiales con $V_S <$ 750 m/s (Z_{750}) está entre 46 y 54 m, excepto TAP03 que está a 62 m. Las V_S del basamento ingenieril son también diferentes y van de 730 a 960 m/s.

Las V_{S10} calculadas muestran que TAP03 y TAP04 tienen los valores más bajos 197 y 194 m/s, respectivamente, y los demás sitios están entre 238 y 259 m/s.

La clasificación de los suelos según los valores de V_{S30} (que van desde 252 m/s a 363 m/s) indica que TAP01 es un suelo tipo C y los demás tipo D. TAP03 y TAP04 podrían clasificarse, a efectos de amplificación, como suelos relativamente blandos, de tipo DE (según Wills et al., 2000).

Las V_{S60} de TAP03 y TAP04 tienen los valores más bajos 306 y 380 m/s, respectivamente, y los demás sitios están entre 424 y 467 m/s. Los resultados anteriores sirven para entender las diferentes respuestas sísmicas en los lugares analizados y la distribución de los T_p obtenidos.

Todos los parámetros instrumentales del movimiento del suelo obtenidos indican claramente que existen diferencias del movimiento del terreno entre los 6 sitios de registro. Las estaciones con las mayores amplificaciones son las de TAPP y TACA, que están situadas cerca del SPAC TAP03. En este sitio, clasificado como suelo tipo DE, es donde se obtuvieron los valores más bajos de V_{S10}, V_{S30} y V_{S60} y el mayor de Z_{750}. La amplificación más baja se ha dado en TALV, situada en el centro de la ciudad y cercana al SPAC TAP01, suelo tipo C, con los valores más altos de V_{S30} y V_{S60} y el Z_{500} más bajo (12 m).

Los parámetros dependientes de la frecuencia son los que dan detalles más relevantes de la respuesta del terreno y las diferencias entre sitios. Las amplitudes espectrales más grandes de los espectros de respuesta se presentan para períodos $T \leq 0.4$ s en los de aceleración *SA* y para $T \leq 0.8$ s en los de velocidad de *SV*.

Los mayores niveles de energía de los espectros de energía de entrada relativa (*IES*) calculados se observan generalmente para períodos $T \leq 0.8$ s y se dan en TATC y TACA y los más bajos en TALV. Hay que destacar que para períodos entre 0.2 y 0.4 s la diferencia entre TATC o TACA y TALV están en un factor entre 2 y 4 veces, según el período.

Las curvas de atenuación de *PGA* y *PGV* obtenidas en este trabajo indican una atenuación algo menor para *PGA* y un poco mayor para *PGV* que las obtenidas por García et al. (2004) para México Central para eventos superficiales (H = 30 km), y cercanas para el caso de terremotos más profundos (H = 80 km).

Las curvas de atenuación estimadas de los parámetros instrumentales permiten obtener el valor medio esperable del movimiento del suelo en Tapachula en función de la M_w y la distancia hipocentral. Todas estas leyes, junto con las de *PGA* y de *PGV*, sirven como ecuaciones predictivas del movimiento sísmico medio del terreno.

Las funciones de transferencia obtenidas en cada sitio, mediante las razones espectrales H/V de ondas S, indican amplificaciones mayores o similares en las estaciones TATC, TACA y TAPP (ya identificadas con los espectros SA, SV y IES) con factores de amplificación que llegan hasta 4 veces para determinadas frecuencias.

Los HVSR estimados en TALV y en TACC, que eran las estaciones con valores de amplificación más bajos según los parámetros analizados anteriormente, indican que también se dan

amplificaciones relevantes a ciertas frecuencias (>3 veces para unos 4 Hz) y significativas (> 2 veces) para algunas otras frecuencias. Este resultado indica que ninguno de los lugares de registro está libre de amplificaciones de sitio.

En resumen, todos los parámetros obtenidos con registros de movimiento fuerte indican que los efectos de sitio más significativos se dan en TATC, TACA y TAPP, estaciones cercanas a los sitios TAP03 y TAP04, y los menos en las estaciones TALV y TACC, cercanas a los sitios TAP01 y TAP05. Estos resultados son completamente congruentes con los obtenidos con registros de microtremor.

8. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ese ha desarrollado gracias al proyecto ESTAP-GET subvencionado por el CICODE de la Universidad de Granada y ha aplicado las técnicas del proyecto CGL2011-30187-C02-01-02, del Ministerio Español de Ciencia e Innovación. Se agradece al Dr. Raúl González-Herrera y al profesor Juan Carlos Mora del Instituto de de Geofísica de la UNAM por los datos y comentarios a este trabajo. Se agradece a profesores y estudiantes de Maestría del Instituto Tecnológico de Tapachula y de la Universidad Autónoma de Chiapas y a los técnicos de los Servicios Estatal y Municipal de Protección Civil su colaboración en la toma de medidas in situ.

9. REFERENCIAS

Aguirre, J., Mora, J., González, R., Reyes, M., Robles, A., Piña, J., Mijares, H. y Gutiérrez, C. (2011). Catálogo de Registros Sísmicos Red temporal de Tapachula (Junio 15 a Julio 19 de 2011), Edit por Instituto de Ingeniería de la UNAM y el Instituto de Geofísica de la UNAM.

Aki, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motion. *Tectonophysics,* **218,** 93-111.

Akiyama (1980).

Alguacil, G. y Vidal, F. (2012). Medidas Instrumentales de la Intensidad del Movimiento del Suelo. Aplicación a Terremotos Europeos. En *Libro Homenaje a la Profesora Mª Dolores Romacho*. Universidad de Almeria.

Alguacil G., Vidal F., Navarro M., García-Jerez A. and Pérez-Muelas J (2013). Characterization of earthquake shaking severity at different sites of Lorca twn for the May 11th, 2011 event, *Bull Earthquake Eng*. DOI 10.1007/s10518-013-9475-y

Ambraseys, N.N., Douglas, J., Sarma, S.K., Smit, P.M. (2005). Equations for the Estimation of strong Ground Motions from Shallow Crustal Earthquakes Using Data from Europe and the Middle East: Horizontal Peak Ground Acceleration and Spectral Acceleration. *Bull. Earthquake Eng.* **3**, 1-53.

Arias, A., (1970). A measure of earthquake intensity. In: R.Hansen (Editor), *Seismic Design for Nuclear Power Plant.* MIT Press, Cambridge, Massachusetts.

Benavent-Climent, A., Pujades, L. y López-Almansa, F. (2002). Design energy input spectra for moderate-seismicity regions. *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, **31**, 1151-1172.

Benito, B., Molina, E. y L., Laín. (2001). Metodología para estudio de amenaza sísmica en Guatemala, aplicación al diseño sismorresistente, *Reporte de investigación*, Guatemala.

Boore, D. M. (2004). Can site response be predicted? *J. Earthq. Eng*. **8, 1**, 1–41.

EC8 - Eurocode 8 EN 1998-1:2004. Design of structures for earthquake resistance Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. Commission of the European Communities. Doc CEN/TC250/SC8/N335.

Figueroa, J. (1973). Sismicidad en Chiapas, Instituto de Ingeniería de la UNAM, México, D.F.

Figueroa, J., Lomnitz, C., Dawson, A., Meli, R. y J., Prince. (1975). Los sismos de julio a octubre de 1975, *Instituto de Ingeniería de la UNAM*, México, D.F.

Garcia, D., Singh, S., Herraiz, M., Pacheco, J. y Ordaz, M. (Junio de 2004). Inslab Earthquake of Central Mexico: Q, Source spectra, and Stress Drop. *Bull. Seismol. Soc. Am*. **94**, 789-802.

García-Jerez A., Navarro M., Alcalá F.J., Luzón F., Pérez-Ruíz J.A., Enomoto T., Vidal F. y Ocaña E (2007). Shallow Velocity Structure Using Joint Inversion of Array and H/V Spectral Ratio of Ambient Noise: The Case of Mula Town (SE Spain). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. **27:** 907-919.

García-Jerez A., Luzón F. y Navarro M (2008). Determination of the elastic properties and the depth of shallow sedimentary deposits applying a spatial autocorrelation method. *Geomorphology* **93**: 74-88.

Garcia-Jerez A., Luzón F., Navarro M. y Santoyo M. A (2010). Assesing the reliability of the Single Circular Array method for Love wave surveying. *Bull. Seism. Soc. Am*. **V l. 100, No 5A:** 2230–2249.

García-Palomo, A., Macías, J. L., Arce, J. L., Mora, J. C., Hughes, S., Saucedo, RLayer, P. (2006). Geological evolution of the Tacaná Volcanic Complex, México– Guatemala, in Rose *et al.* (eds.). *Geological Society of America,* Special Paper **412**, 39–57.

García, V. y Suárez, G., (1996). Los sismos en la historia de México, Edición Científica Universitaria, Fondo de Cultura Económica, UNAM, México, D.F.

González, R., Mora, J. y Aguirre, J. (2012). Microzonificación Sísmica (Tapachula, Chiapas). Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Gobierno del Estado de Chiapas. 130 pp.

Kawase, H. (2003). Site effects on strong ground motions, Chapter 61 in *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, and C. Kisslinger (Editors), Academic Press, San Diego, California, 1013–1030.

Lermo, J. y F. J. Chávez-García (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **83**, 1574–1594.

Lermo, J. y F.J. Chávez-García. (1994). Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**,1350-1364.

Luzi, L., R. Puglia, F. Pacor, M. R. Gallipoli, D. Bindi y M. Mucciarelli (2011). Proposal for a soil classification based on parameters alternative or complementary to Vs,[30]. *Bull Earthquake Eng* **9**, 1877–1898

Luzón, F., Palencia, V. J., Morales, L., Sánchez-Sesma, F. J., García, J. M. (2002). Evaluation of the site effects in sedimentary Basins, Física de la Tierra 14, 183-214.

Mora, JC., González, R., Hernández, MV., Gil, RA. y Vázquez, N.E. (2011). Atlas de riesgo Municipio Tapachula. *Reporte interno Secretaría de Desarrollo Social*. 78pp.

Murcia, H. (2008). Depósitos de lahar del Complejo Volcánico Tacaná y depósitos fluviales en el abanico de Tapachula, Chiapas– México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Tesis de maestría.

Nakamura, Y. (1989). A method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface Using. *Quarterly Report of the Railway Tech Research Institute,* **30**(1), 25-30.

NCSE-02 (2002). Normativa de Construcción Sismorresistente Española. Real Decreto 997/2002. *Boletín Oficial del Estado* No. **244**, 11 Octubre, 2002, España.

NEHRP (1994). Recommendation prevision for seismic regulation for new buildings and other structures, *Building Seismic Saftey Council*, Washington, D. C Federal Emergency. FEMA.

Pardo, M. y G., Suárez. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implication: *J. Geophysical Research*, **100**, 12357-12373.

Sánchez-Sesma, F. J. (1987). Site effects on strong ground motion. *Int. Journ. Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **6**, 124-132.

Uang, C.M. y Bertero, V.V. (1988) Use of energy as a design criterion in earthquake-resistant design. *Report No UBC/EERC-88/18*. Earthquake Engineering Research Center. University of California at Berkeley.

Vidal F., Alguacil G., Navarro M., García-Jerez A., Aguirre J., González-Herrera R., Mora J.C., Ruíz-Sibaja A. and Aranda C. (2013). Respuesta sísmica del terreno en Tapachula, Chiapas. *Proc. XIX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica.* Soc. Mex. Ingeniería Sísmica, 21 pp.

Vidal, F., Feriche, M., Navarro, M., Ruíz A. (2010). Earthquake Damage Scenarios in Granada Town (Southern Spain). In *14th European Conference on Earthquake Engineering.* Ohrid, Republic of Macedonia. Septiembre de 2010.

Wald, D. J., Quitoriano, V., Heaton, T.H. & Kanamori, H. (1999). Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and modified Mercalli intensity in California. *Earthquake Spectra* , **15**, 557–564.

Wald, D. J., Worden,B.C., Quitoriano, V. y Pankow, K. L, (2005). ShakeMap Manual: Technical Manual, User's Guide, Software Guide http://pubs.usgs.gov/tm/2005/12A01/

Wills, C.J., Petersen, M., Bryant, W., Reichle, M., Saucedo, G., Tan, S., Taylor, G., and Treiman, J., (2000). A site-condition map for California based on geology and shear-wave velocity: *Bull. Seismol. Soc. Am.*,. **90,** S187-S208.

Processo de rotura do sismo M_w 7.0 de 2006 em Moçambique inferido através de dados sísmicos e de SAR.

Seismic rupture process of the 2006 Mozambique Earthquake M_w 7.0 inferred from seismic and SAR data

Santos R. [1,2], Caldeira B. [1], Bezzeghoud M. [1] e Borges J. [1]
[1]Centro de Geofísica de Évora, R. Romão Ramalho, 59, Évora, ruben.santos@hidrografico.pt
[2]Instituto Hidrográfico, Divisão de Geologia Marinha, Rua das Trinas 49, Lisboa

SUMMARY

This work is about the rupture process of the 2006 earthquake in Mozambique inferred from different types of data (seismic and SAR). We used 38 body waves from tele-seismic stations, two SAR images acquired by ENVISAT satellite and the map of surface faulting along the Machaze fault (Feton and Bommer, 2006), to study this earthquake.
The model of rupture was determined by the body waves inversion and were used this parameters: strike = 165º, dip = 76 º and rake = -90º; The model showed good results for a fault plane with 40.6km long and 29 km wide.
The model of the displacement was obtained from the Okada equations and it revealed a displacement consistent with the maximum displacement of 86.8 cm observed in the interferogram and the vertical displacements measurements by Fenton and Bommer (2006).

1. INTRODUÇÃO

O sismo que ocorreu a 22 de Fevereiro de 2006, pelas 22:19:07 UTC de Mw 7.0 (United States Geological Survey - USGS) foi o de maior magnitude ocorrido naquela região de Moçambique. O epicentro deste sismo foi localizado pelo USGS na posição 21.259°S, 33.480°E, a uma profundidade de 12km. A rotura foi caracterizada do tipo normal e o seu azimute foi estimado em 170º. O plano de falha foi definido com uma inclinação de 70º (USGS) com a horizontal, com a face virada para oeste.

Neste sismo verificou-se uma rotura superficial (Figura 1) que pôde ser comprovada através da observação de campo realizada por Fenton e Bommer, (2006). Esse estudo permitiu observar e analisar a rotura da superfície ao longo de 15km (Figura 1), no entanto, devido a constrangimentos de tempo e à presença de minas os trabalhos de observação na parte sul da rotura foram interrompidos.

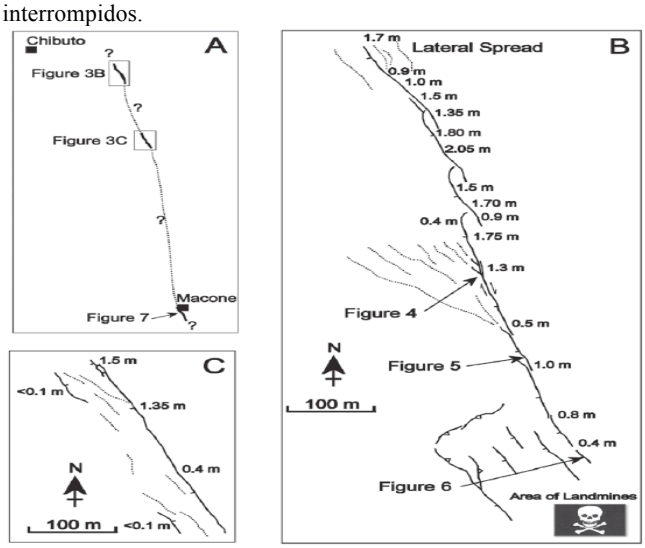


Figura 1* – Mapa da rotura superficial ao longo da falha de Machaze; A – Localização dos locais visitados. Os segmentos da falha mapeados estão representados por linhas sólidas e a estimativa da localização da falha está representada por linha tracejada; B, C – Detalhe da rotura superficial. As anotações numéricas são as medições da separação vertical ao longo da rotura superficial (Fenton e Bommer, 2006).** ***(Map of surface faulting along the Machaze fault. A – Location of field investigation sites. Mapped fault segments are shown in solid lines. Inferred fault location is marked by a dashed line. B, C – Detail of the surface rupture. Numerical annotations show the vertical separation across the fault rupture). (Fenton and Bommer, 2006).

A extensão da rotura na superfície foi estimada entre 30 a 40km e a duração do processo de rotura entre 8 a10 segundos, o que é de admitir que a rotura se distribua sobre uma extensão de falha com cerca de 30 km (Fenton e Bommer, 2006).

Nas observações de campo foi concluído que a orientação da falha que originou esta rotura, denominada por falha de Machaze, segue um azimute entre 10º a 20º. Fenton e Bommer, (2006) não observaram desvios laterais significativos na topografia, o que sugere que o plano de falha seja extremamente inclinado e os deslocamentos medidos são compatíveis com movimento do tipo normal. Estas medições e observações permitiram concluir que o plano da falha se encontra inclinado para oeste, confirmando a informação veiculada pelo USGS.

A região afetada por este evento sísmico possui fracos recursos instrumentais geodésicos e sísmicos o que limitou a monitorização dos movimentos e deformação cossísmica *in situ*. Contudo, em alternativa, existem dados telessísmicos e SAR (Synthetic Aperture Radar) que permitem analisar os deslocamentos pré-sísmicos, cossísmicos e pós-sísmicos, na região. Raucoules et al. (2010) usaram os dados disponíveis do satélite Japanese Earth Resources Satellite (JERS), relativos ao período entre os anos 1993 e 1996 para determinar os deslocamentos pré-sísmicos, mas o estudo foi inconclusivo devido aos deslocamentos obtidos, para a região na proximidade da falha, serem inferiores à sensibilidade do sensor. Os deslocamentos cossísmicos foram determinados em diversos estudos (Hashimoto et al., 2007; Fialko, 2009; Raucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012) através de dados SAR adquiridos pelo satélite ENVISAT. Nesses estudos foram observadas no mínimo 16 franjas, estimando-se deslocamentos cossísmicos da ordem dos 1.5m a 2.0m, na parte sul da rotura e 0.7m a 1.3m na secção norte. Esses valores de deslocamento são compatíveis com as medições de campo feitas por Fenton e Bommer (2006).

Os deslocamentos cossísmicos determinados através de dados SAR, juntamente com as medições realizadas *in situ* nas observações de campo e os dados telessísmicos permitiram determinar vários modelos de fonte que procuram explicar tanto a sua geometria e mecanismo global, como os pormenores cinemáticos da evolução da rotura. Yang e Chen (2008) usaram apenas dados telessísmicos para mostrar que a rotura terá ocorrido numa falha do tipo normal segundo a direção norte-sul, atingindo uma profundidade superior a 15km e com uma inclinação de 76º para oeste. Fialko (2009) determinou um modelo de rotura com base nas medições de campo, nos dados sísmicos e SAR. Os parâmetros obtidos para este modelo de rotura foram: a rotura propaga-se no sentido norte-sul segundo um azimute de 175º; a inclinação do plano da falha foi de 76º, para oeste; o rake médio

(deslizamento da falha) foi de -89º e o hipocentro foi estimado ter ocorrido a 15km de profundidade. Nesse modelo foram usados dois planos de falha tendo ambos 27Km de comprimento e 20Km de largura. O valor obtido para o momento sísmico foi de $3.5x10^{19}$ N m.

Raucoules et al. (2010), também, definem dois planos de falha com azimutes de 170º e 172º, o comprimento de ambos foi de 20km, as larguras dos planos de falha foram de 9km e 11km e uma inclinação de 70º para ambos os planos, com um rake médio de -90º.

Copley et al. (2012), obtiveram um modelo de rotura por inversão conjunta, dos dados medidos em campo, dados SAR e sísmicos. O modelo de rotura obtido, tal como nos descritos anteriormente, é composto por dois segmentos de falha com diferentes orientações, mas com a mesma inclinação de 75º. O deslocamento máximo que obtiveram concentrou-se entre as profundidades de 10Km a 15km no plano de falha que se encontra mais a sul. A base da rotura foi estimada para uma profundidade entre 20 a 25km. Nesse estudo foi ainda estimada a velocidade de rotura, na ordem de 2.2Km/s e 2.4km/s e a profundidade do centroide que se localizou a 13km.

Consideramos que o trabalho que aqui se apresenta é pertinente por nos permitir estudar uma rotura numa zona de divergência de placas, onde não é habitual a existência de sismos de magnitude tão elevada. Os resultados obtidos neste estudo quando comparados com os parâmetros já publicados (Tabela 1), mostram que os vários estudos conduzem a modelos com diferenças assinaláveis, embora todos consigam explicar os dados com um nível de qualidade equivalente. Mostramos que nem sempre uma maior sofisticação de modelo produz os melhores resultados. Cremos que através dos vários ensaios experimentados contribuímos para uma melhor compreensão da fonte sísmica deste singular evento.

Tabela 1* – Parâmetros geométricos do plano da falha *(Geometrics Parameter of the fault plane)

Modelo	Strike	Dip	Rake	H_0 (km)
Fialko (2009)	175º	76º	-89º	15
Raucoules et al. (2010)	171º	70º	-90º	11
Copley et al. (2012)	180º	75º	-90º	13

2. Metodologia

A metodologia utilizada neste trabalho consiste num cruzamento de diferentes técnicas e dados (Santos et al., 2013). A primeira fase compreende o processamento de um interferograma SAR que represente o campo de deslocamento superficial na região da fonte produzido pelo evento sísmico, a partir de um par de imagens SAR em bruto escolhidas. A segunda fase, é a modelação cinemática da rotura por inversão de ondas de volume com fixação de parâmetros obtidos por análise dos dados interferométricos. Nesta fase é obtido o modelo de distribuição espaço temporal dos deslizamentos sobre o plano da falha. A inversão é feita com formas de onda registadas num conjunto de estações de banda larga a distâncias telessísmicas, pelo método de Kikuchi e Kanamori, (1991). A partir do modelo de rotura obtido é feito o cálculo das 3 componentes (N, E, Z) do deslocamento para uma malha de pontos à superfície, usando as equações de Okada (Okada, 1992) mediante a aplicação do algoritmo EDCMP (Wang et al.,2003). Esse campo de deslocamento é depois projetado na direção do satélite que adquiriu as imagens SAR, e representado espacialmente na forma de interferograma (sintético). A fase seguinte consiste em comparar os interferogramas real e sintético, para estimar ajustes nos parâmetros geométricos, que são novamente fixados para nova inversão da forma de onda. O método é repetido iterativamente até se conseguirem bons ajustes entre os dados observados e correspondentes sintéticos, para as duas categorias de dados usadas: formas de onda sintéticas e interferogramas. Finalmente, para melhor validar o modelo de rotura assim obtido a) compararam-se os resultados da deformação calculada com as medições verticais (Fenton e Bommer, 2006) feitas ao longo da rotura (Figura 1); b) calcularam-se os campos de deformação produzidos a partir de modelos publicados e comparam-se essas deformações com as produzidas por este modelo.

3. Dados

Os dados SAR foram escolhidos através da aplicação EOLI-SA tomando por critério o intervalo de tempo entre aquisições e a distância perpendicular entre passagens. Desta forma, foram selecionadas as imagens SAR para formar um par interferométrico com a menor base perpendicular e com o menor intervalo temporal entre aquisições. As imagens adquiridas pelo satélite ENVISAT a 6 de Junho de 2004 e a 7 de Maio de 2006 ($B\perp$=198m) satisfazem esses dois critérios e por isso, foram usadas no processamento InSAR, através do software ROIPAC (Rosen et al., 2000). Neste trabalho foram considerados os parâmetros das órbitas precisas (DOR - DORIS) e os do comportamento do satélite.

Os dados sísmicos utilizados neste estudo consistiram num conjunto de 38 registos telessísmicos de ondas de volume registados em estações de banda larga (Figura 2), 30 ondas P e 8 ondas S. O critério de escolha destes dados foi garantirem uma boa cobertura azimutal da fonte a distâncias epicentrais entre 30º e 90º, para evitar dificuldades de interpretação relacionados com a propagação no manto superior e difrações produzidas na interface manto-núcleo.

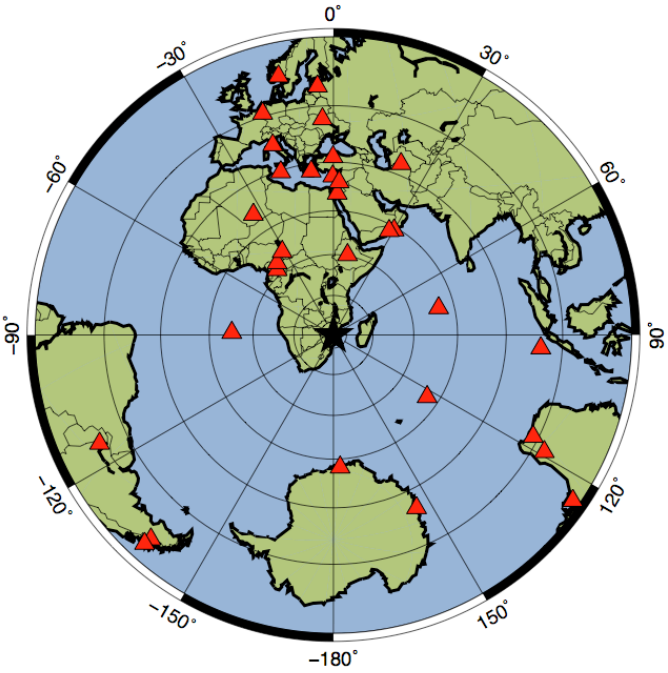


Figura 2* – Localização das estações sísmicas - triângulos vermelhos e localização do epicentro deste sismo - estrela preta. *(Locations of the seismic stations – red triangles and location of the epicenter of this earthquake)

4. Deslocamentos na superfície terrestre

De uma forma geral constata-se no interferograma processado (Figura 3), através do programa ROIPAC (Rosen et al., 2000), uma fraca coerência entre as imagens numa parte significativa da região envolvente da rotura, principalmente nas partes mais a norte. Possivelmente, um dos factores que contribuiu para essa incoerência, foi a rotura superficial observada em Fenton e Bommer (2006). Outro fator que poderá ter tido influência na fraca coerência terá sido o elevado intervalo de tempo entre as aquisições das imagens (700 dias) e, a provável alteração da vegetação nesta região rural de Moçambique nesse período. Devido a essa incoerência não foi possível processar com nitidez as franjas em toda a extensão da área abrangida o que impediu desenrolar a fase interferométrica de forma a obter o valor absoluto dos

deslocamentos produzidos por este evento sísmico na região envolvente.

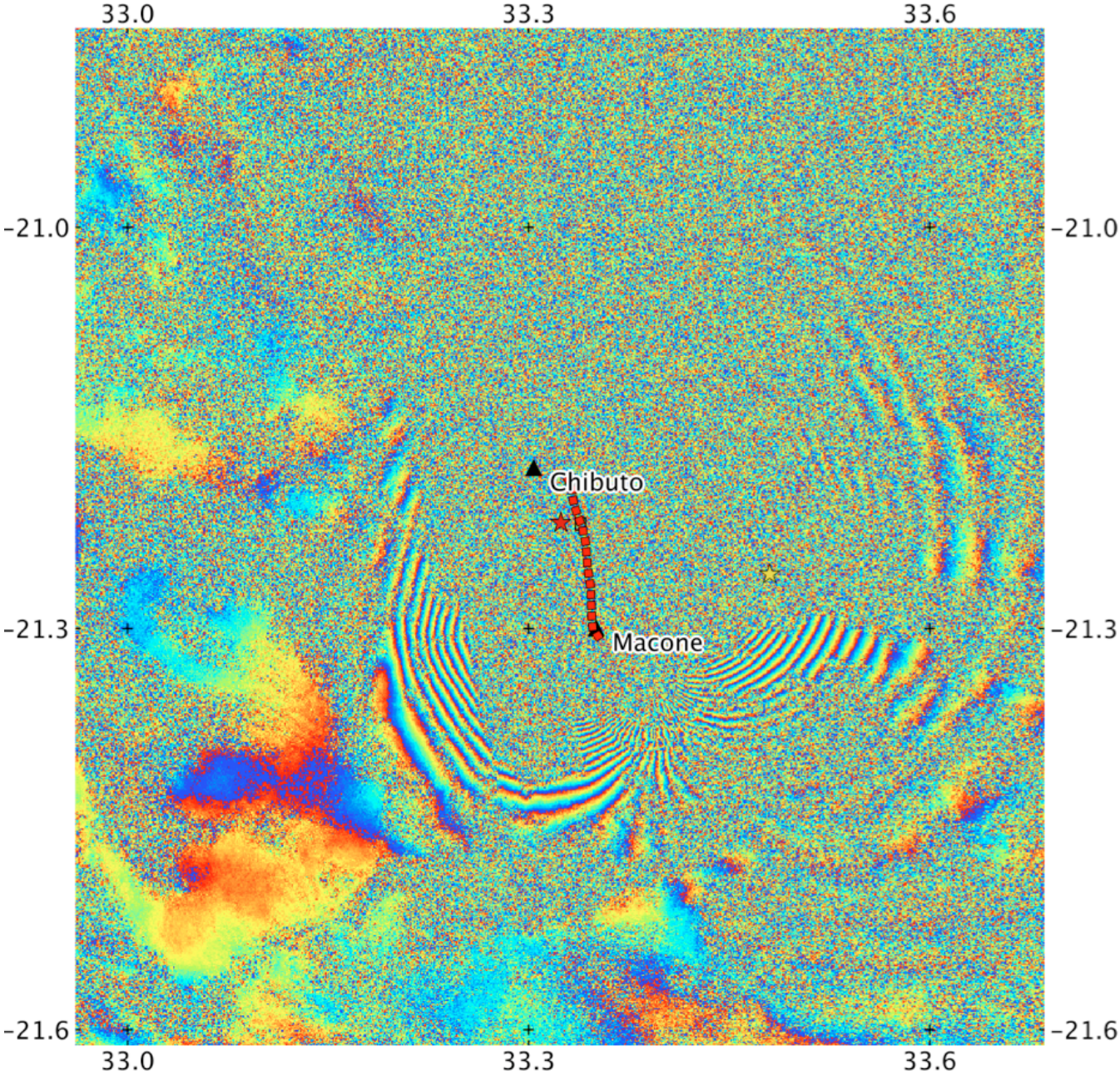


Figura 3 – Interferograma com a localização da rotura (linha vermelha) da Figura 1a; A estrela vermelha é a localização do epicentro do NEIC e a estrela amarela é a localização do epicentro do USGS. (Interferogram with the location of the rupture (red line) of Figure 1a; The red star is the location of the NEIC epicenter and the yellow star is the location of the USGS epicenter)

Contudo é possível estimar, de forma aproximada, a extensão da região abrangida pela deformação através da curvatura das franjas visíveis, que atingem um valor compreendido entre 45km e 65km. Daí conclui-se que a rotura tenha ocorrido numa falha de inferior dimensão localizada no interior dessa delimitação e orientada aproximadamente norte-sul, conforme sugere a geometria do padrão deformado. Esta informação foi relevante para definir o comprimento do plano de falha bem como a orientação para assim fixar parâmetros na modelação de rotura.

Uma análise mais pormenorizada ao interferograma revela pelo menos 19 franjas na parte sul da rotura (lado este da falha). É uma contagem que significa, atendendo a que metade do comprimento de onda do sensor ASAR do satélite ENVISAT é 2.8cm, um deslocamento superior a 44.8cm desse lado da falha, na direção da visada. No lado oeste da falha observam-se pelo menos 13 franjas, o que significa um deslocamento de 36.4cm na direção do sensor.

Na parte norte do interferograma não foi possível visualizar nenhuma franja, uma vez mais devido à falta de coerência, implicando uma falta de informação relativamente aos deslocamentos na superfície terrestre provocados pela rotura.

5. Modelo de Rotura

Para determinar o modelo de rotura através da inversão da forma de onda foram usados, inicialmente, os parâmetros geométricos do plano de falha, os da solução CMT que constam no site do USGS (strike=170º e dip=70º). A direção média do movimento das sub-falhas faz com a horizontal (rake), um ângulo de -90º (USGS), o que corresponde a um mecanismo normal. O hipocentro foi definido a uma profundidade de 11km, tendo como referência a informações consórcio IRIS. Estes parâmetros foram ajustados iterativamente, mediante a metodologia atrás

apresentada, até à otimização dos ajustes entre os dados observados e sintéticos.

Quanto à dimensão do plano de falha foi usado o comprimento medido no interferograma, 65km, no entanto, após ser calculado o modelo dos deslocamentos na superfície e comparado com o interferograma comprovou-se que a falha tinha sido sobredimensionada, por isso, foi necessário reduzir a dimensão do plano da falha até à obtenção de um valor considerado aceitável, que neste caso foi de 46.4km. Este plano foi subdividido em sub-falhas com uma dimensão de 5.8km por 5.8km, oito ao longo do comprimento, por cinco ao longo da largura. Quanto à largura do plano da falha chegou-se ao valor de 29km, pelo mesmo método iterativo. Nesta operação de otimização da dimensão do plano da falha, também se testou a orientação e a inclinação deste plano, tendo sido concluído que os melhores resultados eram obtidos para uma orientação de 165º e uma inclinação de 76º.

Finalmente no modelo da rotura obtido por inversão das formas de onda, observa-se uma aspereza próxima do hipocentro com uma dimensão aproximada de 15km por 13km, onde ocorreu o deslizamento máximo de 4.30m. Também é possível observar que os deslizamentos têm um mecanismo predominantemente normal, contudo com uma pequena componente lateral: direita nas zonas mais superficiais da falha e esquerda nas zonas mais profundas. Para esta inversão foi obtido um momento sísmico com o valor de $3.9x10^{19}$Nm, a que corresponde a uma magnitude de M_W= 7.0, e um rake médio de -90.4º. A variância de ajuste entre sismogramas (sintético e observado) foi de 0.31.

Após analisar o modelo de rotura concluiu-se conseguirem-se melhores ajustes nos interferogramas, considerado uma falha mais curta a sul. Assim o comprimento da falha foi diminuído, por eliminação das sub-falhas a sul, chegando-se a um comprimento do plano de falha de 40,6km.

Esta redução do comprimento do plano em 5.8km e a deslocação do hipocentro em 5.8km para sul, implicou também uma ligeira melhoria no ajustamento entre os sismogramas (variância 0.30). Os restantes parâmetros são bastante semelhantes aos descritos anteriormente.

Com esta alteração o deslizamento máximo diminuiu ligeiramente para 4.06m e manteve-se junto ao hipocentro, onde está localizada a aspereza como se pode observar na Figura 4a. Podemos também observar na mesma figura que o núcleo da aspereza, onde ocorreram os maiores deslizamentos, possui uma extensão de 15km na direção da rotura (strike) e uma largura de aproximadamente 13km na direção da profundidade (dip). A tendência da direção dos deslizamentos manteve-se: uma forte componente normal e uma ligeira componente lateral esquerda e direita como no primeiro ensaio.

A função temporal da fonte revela um pico coincidente com o núcleo da aspereza no modelo de rotura com a duração de aproximadamente 10 segundos.

Os restantes modelos da anterior figura, foram obtidos com os parâmetros publicados (Tabela 1), onde é possível verificar que as funções temporal da fonte são semelhantes com a função temporal do modelo obtido neste estudo e todas representam uma rotura com duração inferior a 15 segundos.

O modelo de rotura B apresenta uma aspereza bastante superficial e próxima ao hipocentro, onde se observou um deslizamento máximo de 5.0m.

O modelo C apresenta uma aspereza na região do hipocentro, onde se observou um deslizamento máximo de 4.5m e no caso, do modelo D observou-se duas asperezas, uma próxima do hipocentro e outra superficial, onde ocorreu um deslizamento máximo de 4.3 m.

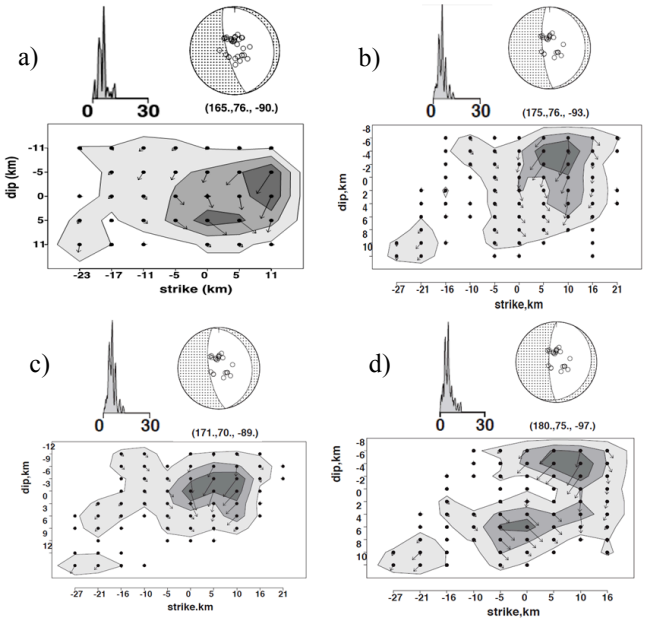


Figura 4* –Função temporal da fonte; Mecanismo da rotura; Modelo de rotura: a) Modelo deste trabalho; b) Fialko, 2009; c) Raucoules et al. (2010); d) Copley et al., 2012; *(Source time function; mechanism of the rupture; Model of the rupture: a) Model of this work; b) Fialko, 2009; c) Raucoules et al. (2010); d) Copley et al., 2012)

O momento sísmico obtido para os modelos B, C e D foi de $4.1x10^{19}$Nm, $3.7 x10^{19}$Nm e $4.1x10^{19}$Nm, respectivamente.

Estes últimos três modelos de rotura permitiram gerar quatro modelos de deslocamentos superficiais usando as equações de Okada (Okada, 1992) mediante a aplicação do algoritmo EDCMP (Wang et al.,2003).

6. Modelo de deslocamentos superficiais

Os deslocamentos superficiais calculados, tendo como base o modelo de rotura obtido pela metodologia apresentada e os modelos de rotura obtidos com parâmetros publicados, foram projetados segundo a direção do satélite (LOS – Line-of-sight) e representados segundo duas formas: interferograma e deslocamento absoluto (Figura 5).

Os modelos (Figura 5) foram localizados geograficamente através das coordenadas do epicentro publicadas pelo NEIC (Figura 5 – Estrela branca). Este epicentro apresenta uma localização compatível com a inclinação do plano da falha (Figura 3 – estrela vermelha).

Na Figura 5a – Modelo, observa-se que na zona de subsidência, representada pela cor azul, o deslocamento máximo atinge o valor de 60 cm e na zona de sobre-elevação, representada pela cor vermelha, observa-se que o deslocamento máximo é superior a 40 cm. Os deslocamentos máximos da subsidência e sobre-elevação são atingidos na região sul da falha e vão diminuindo gradualmente para norte, oeste e este. A mancha azul estende-se por 40 km com uma largura de aproximadamente 10 km. A região vermelha possui uma dimensão semelhante, como se pode observar na Figura 5a.

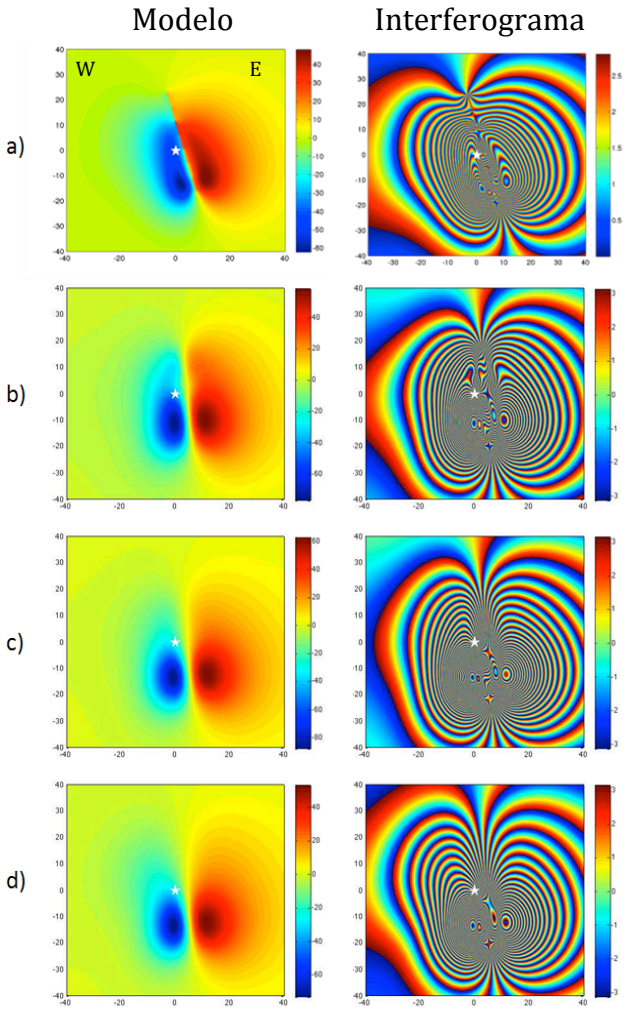


Figura 5* – Modelo de deslocamentos superficiais; Lado esquerdo: os deslocamentos na direção do satélite; Lado direito: o interferograma sintético – Escala em centímetros. A estrela branca localiza o epicentro deste sismo (NEIC). a) Modelo deste trabalho; b) Fialko, 2009; c) Raucoules et al. (2010); d) Copley et al., 2012.** ***(Model of the surface displacements; Left side: the displacements in the satellite direction; Right side: The synthetic interferogram – Scale in centimeters. The white star is the location of the epicenter (NEIC). a) Model of this work; b) Fialko, 2009; c) Raucoules et al. (2010); d) Copley et al., 2012).

Analisando a configuração das franjas (Figura 5a – Interferograma), observa-se um maior número de franjas e mais estreitas, no lado oeste (W) do que no lado este (E). Esta observação traduz um maior declive provocado pela deformação mais acentuada. Este elevado número de franjas, no modelo, que em determinadas zonas é difícil de contar é bem representativo do grande deslocamento junto à falha sísmica.

Os restantes modelos apresentados na Figura 5 apresentam, de uma forma geral, valores de subsidência (~60cm) semelhantes aos valores observados no modelo desenvolvido neste trabalho (Figura 5a), com a exceção do modelo C, que apresenta valores de subsidência superiores a 80cm, como também apresenta valores de sobre-elevação mais elevados (~60cm) comparativamente aos restantes modelos (>40cm).

Na Figura 5 é evidente que em todos os modelos os deslocamentos superficiais atingem o valor máximo a sul do epicentro. Também é possível observar a influência na deformação modelada através de diferentes valores do parâmetro de orientação da rotura (Tabela 1 – Strike). O modelo A foi obtido através de uma orientação de 165º, enquanto que os restantes modelos foram obtidos através de diferentes valores: 175º, 171º e 180º, respetivamente (Tabela 1). Estas diferenças são bem visíveis na Figura 5.

Os interferogramas sintéticos (Figura 5) apresentam diferentes padrões devido aos diferentes deslocamentos modelados, no entanto, todos os modelos apresentam um elevado número de franjas junto ao epicentro, mais concretamente, junto da rotura superficial, onde se observa uma grande complexidade nas franjas.

7. Discussão

Na inversão das formas de onda observou-se que o momento sísmico obtido, para o modelo apresentado neste estudo, foi de 3.9×10^{19}Nm, valor este próximo dos momentos sísmicos obtidos por Yang e Chen (2008), 3.5×10^{19}Nm, pelos modelos B, C e D, 4.1×10^{19}Nm, 3.7 $\times 10^{19}$Nm e 4.1×10^{19}Nm, respetivamente. No entanto, pode considerar-se um valor intermédio tendo em consideração o valor estimado pelo USGS, 4.6×10^{19} Nm. A variação observada entre estes dados pode ser justificada pela utilização de diferentes dados para esta estimativa.

Os valores da magnitude e do rake médio obtidos por inversão das formas de onda são compatíveis com os esperados para este evento sísmico. O rake médio obtido (-90.4º) foi bastante próximo a -90º, um perfeito mecanismo normal (USGS; IRIS) e os quatro modelos de rotura apresentaram uma magnitude sísmica de Mw=7.0, ou seja, a magnitude sísmica não sofreu alterações para os diferentes parâmetros geométricos utilizados (Tabela 1).

O deslizamento máximo obtido para o modelo desenvolvido neste trabalho foi de 4.1m e ocorreu junto ao hipocentro. Este valor é bastante semelhante ao deslizamento máximo obtido por Copley et al. (2012), 4.5m, e ocorreu aproximadamente à mesma profundidade 10-15km. Em contrapartida no modelo de rotura D, gerado com os parâmetros da Tabela 1, verificou-se um deslizamento máximo de 4.3m, mas com duas aspereza, uma bastante superficial e outra próxima do hipocentro (Figura 4d)

O modelo apresentado neste trabalho apresenta uma aspereza de contornos arredondados em redor do hipocentro, bastante mais simples que os modelos apresentados em outros estudos (Roucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012) onde a rotura precisou de dois planos, com uma asperidade em cada plano para explicar os dados. Nesses modelos (Roucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012) observou-se uma aspereza com deslocamentos de menor magnitude, localizada a norte do epicentro e outra próxima do hipocentro, sendo esta aspereza semelhante à obtida neste trabalho (Figura 4a). Nos modelos de rotura obtidos com os parâmetros da Tabela 1, também é evidente uma pequena aspereza no canto inferior esquerdo do plano da falha (Figura 4 b, c, d), como nos modelos com dois planos de falha (Roucoules et al., 2010 e Copley et al., 2012).

Os deslocamentos modelados (Figura 5a), junto à rotura superficial variam suavemente ao longo da rotura e são inferiores a um metro, como se pode observar nos perfis verticais da Figura 6, no entanto, os deslocamentos medidos no terreno apresentam valores com uma considerável variabilidade entre medições consecutivas e relativamente próximas umas das outras, como se pode observar na Figura 1, devido a esta variação pode-se considerar um valor médio para esses deslocamentos, sendo aproximadamente um metro com um desvio padrão de meio metro. Os deslocamentos observados no modelo, em média, são bastante similares com os deslocamentos medidos no terreno junto à rotura superficial.

Na Figura 6, os perfis 1 e 2, localizados próximos do epicentro, representam bem a rotura superficial cartografa por Fenton e Bommer (2006). No perfil 3, localizado na parte sul da rotura observam-se fortes deslocamentos, principalmente de subsidência enquanto que no perfil número 4 observa-se uma diminuição dos deslocamentos, por este perfil localizar-se mais a sul.

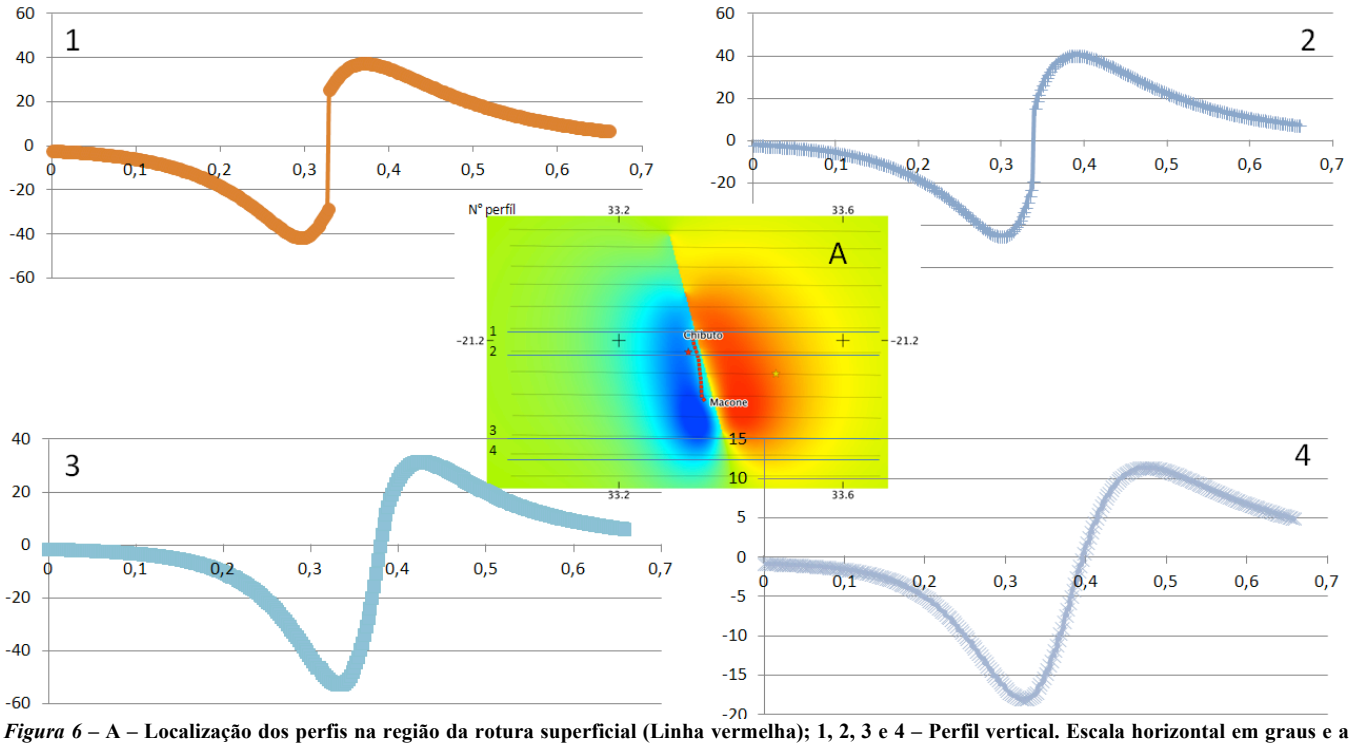


Figura 6* – A – Localização dos perfis na região da rotura superficial (Linha vermelha); 1, 2, 3 e 4 – Perfil vertical. Escala horizontal em graus e a escala vertical em centímetros.** ***(A - Location of the profiles in the region of surface rupture (red line), 1, 2, 3, e 4 – Vertical Profile. Horizontal scale in degrees and the vertical scale in centimeters).

No resultado final, o modelo de deslocamentos superficiais representa bem os deslocamentos geodésicos considerando o modelo de rotura (apresentado neste estudo, strike = 165º, dip = 76º e rake = -90º) com apenas uma aspereza, por isso, conclui-se que com uma rotura homogénea e simples, em relação a outros estudos onde consideram dois planos de falha com diferentes orientações.

8. Conclusão

Neste trabalho foi possível estudar os parâmetros geométricos da rotura apresentados por outros autores (Tabela 1) através dos mesmos dados e metodologia. Desta forma, verifica-se que existem diferenças entre os modelos de rotura que provocam ligeiras diferenças nos deslocamentos superficiais modelados. Com o intuito de verificar a qualidade desses modelos verificou-se um conjunto de limitações devido à falta de dados geodésicos. No caso do interferograma foi impossível desenrolar a fase interferométrica devido à fraca coerência entre as imagens SAR, não sendo possível obter os deslocamentos absolutos provocados pela rotura. As medições verticais da rotura superficial são uma boa confirmação dos deslocamentos ocorridos, no entanto, essas observações apenas foram realizadas em duas regiões. Desta forma, existe uma fraca cobertura de dados geodésicos nessa região e assim é impossível de concluir quais os melhores parâmetros geométricos da rotura deste evento.

Todos os modelos, dos mais complexos aos mais simples, apresentam resultados que justificam o padrão de franjas interferométricas e a rotura superficial

9. REFERÊNCIAS

Copley, A., Hollingsworth, J., & Bergman, E. (2012): "Constraints on fault and lithosphere rheology from the coseismic slip and postseismic afterslip of the 2006 Mw7. 0 Mozambique earthquake". Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 117(B3). doi:10.1029/2011JB008580

Fenton, C. H., & Bommer, J. J. (2006): "The Mw7 Machaze, Mozambique, earthquake of 23 February 2006". *Seismological Research Letters*, 77(4), 426-439.

Fialko, Y. (2009). ""Study of Postseismic Deformation due to the 2006 Mw 7.0 Mozambique (East Africa) Earthquake Using ALOS-PALSAR Data". 3rd ALOS PI meeting, Keauhou, Nov. 10, 2009.

Hashimoto, M., Fukushima, Y., & Ozawa, T. (2007). Coseismic and postseismic displacements from the Mozambique earthquake of 22 February 2006 detected by InSAR. Proceedings of 'FRINGE2007, 26-30.

Kikuchi, M., & Kanamori, H. (1991): "Inversion of complex body waves—III".Bulletin of the Seismological Society of America, 81(6), 2335-2350.

Okada, Y. (1992): "Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space". Bulletin of the Seismological Society of America, 82(2), 1018-1040.

Rosen, P., Hensley, S., Peltzer, G., Rogez, F., Simons, M., Crampe, F., & Lohmann, R. (2000): "A Repeat Orbit Interferometry Package".

Raucoules, D., Ristori, B., De Michele, M., & Briole, P. (2010). Surface displacement of the Mw 7 Machaze earthquake (Mozambique): Complementary use of multiband InSAR and radar amplitude image correlation with elastic modelling. Remote Sensing of Environment, 114(10), 2211-2218.

Santos, R., Caldeira, B., Borges, J., e Bezzeghoud, M. (2013). Seismic rupture process of the 2010 Haiti Earthquake (Mw7. 0) inferred from seismic and SAR data. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 15, p. 10729).

Wang, R., Martín, F. L., e Roth, F. (2003). "Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust—FORTRAN programs EDGRN/EDCMP". Computers & Geosciences, 29(2), 195-207.

Yang, Z., e Chen, W. P. (2008): "Mozambique earthquake sequence of 2006: High-angle normal faulting in southern Africa". Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 113(B12).

Caracterização da estrutura sub-superficial da ilha do Faial (Açores)
Near surface characterization of Faial island (Azores)

Neves, S. [1], Borges, J. [2], Casacão, J. [1], Caldeira, B. [2] e Bezzeghoud, M. [2]
[1] Centro de Geofísica de Évora, Universidade de Évora, Évora, sneves@uevora.pt
[2] Centro de Geofísica de Évora, Departamento de Física, ECT, Universidade de Évora, Évora, jborges@uevora.pt

SUMMARY

The aim of this communication is to present the velocity models of propagation of seismic waves P and S using geophysical methods, such as refraction surveys, MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves), and Horizontal-to-Vertical spectral ratio ambient-noise in Faial Island (Azores). After determining the velocity models and ratios H/V, the results were compared for the same location, with previous works of ambient-noise and with lithology of the island. These results providing important physical parameters for a near surface characterization of the soil structure and to predict seismic ground motion in this region.

1. INTRODUÇÃO

A ilha do Faial é uma das nove ilhas que se insere no arquipélago dos Açores, nomeadamente no grupo central, sendo a ilha mais a Oeste do referido grupo.

O sismo que ocorreu a 9 de Julho de 1998 (Ml=5.8), com epicentro a cerca de 16 km da cidade da Horta e foi sentido com intensidade máximaVIII (MMI) (Senos *et al*., 2008). O evento também foi sentido com grande intensidade nas ilhas do Pico e de S.Jorge e causou elevados danos materiais. No total morreram 8 pessoas, mais de 100 feridos e um elevado número de desalojados .

A ilha do Faial foi a mais atingida, com uma percentagem elevada de construções colapsadas em várias localidades, nomeadamente, na Ribeirinha, e Pedro Miguel (VIII EMS98). Na cidade da Horta os danos não foram muito elevados, tendo-se observado uma intensidade máxima de VI. No entanto, é de salientar que em Lombega e Flamengos foram observadas intensidades máximas de VII, enquanto que nas zonas limítrofes as intensidades máximas observadas foram de V e VI, respetivamente.

Após o sismo foram realizados diversos trabalhos de forma a caracterizar a perigosidade dos sismos no Arquipélago dos Açores, como é o caso do projeto COMICO, o qual utilizou vibrações ambientais para caracterizar dinamicamente as camadas superficiais na cidade da Horta (Teves Costa *et al*., 2008). Para além do referido projeto, foi feita em 2012 uma campanha de registo de ruído sísmico ambiente no âmbito do projeto SIGMA, tendo como objectivo a caracterização dos diferentes solos.

O objectivo do presente trabalho é apresentar os modelos de velocidades de propagação das ondas sísmicas P e S, obtidos através de métodos geofísicos, tais como, ensaios de refração, MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) e o estudo ruído ambiental, de modo a caracterizar a estrutura sub-superficial da ilha do Faial.

2. ENQUADRAMENTO

2.1. Geomorfologia

O relevo da ilha é caracterizado por quatro regiões com características geomorfológicas diferentes. Designam-se por Vulcão Central, Graben de Pedro Miguel, Plataforma da Horta (composta pela Horta, Feteira e Flamengos) e Península do Capelo (Fig. 1). A Plataforma da Horta está confinada a Norte pelo Graben de Pedro Miguel e a Oeste pelo Vulcão Central. É caracterizada por um conjunto de cones vulcânicos, que formam os principais relevos, e por zonas de baixo declive ou planas, as quais resultaram de acumulação de depósitos sedimentares, piroclásticos e de derrames lávicos (Madeira, 1998).

A cidade da Horta situa-se a Este da Plataforma da Horta e ocupa uma área com cerca de 8,5 km^2 que se encontra urbanizada.

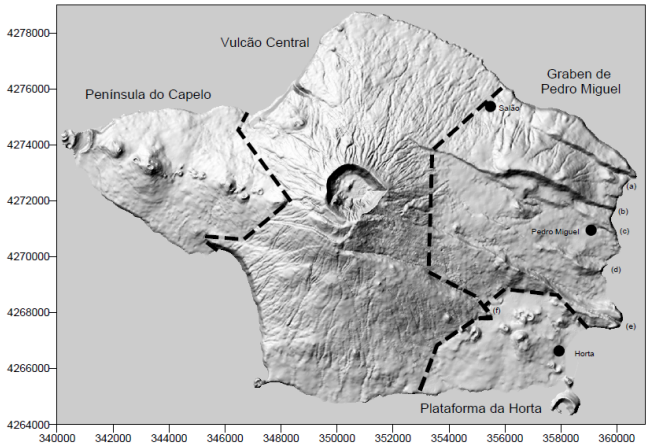


Figura 1 - Modelo tridimensional e localização das regiões geomorfológicas da ilha do Faial. (a) – escarpa de falha da Ribeirinha; (b) – escarpa de falha da Lomba Grande; (c) – escarpa de falha da Ribeira do Rato; (d) – escarpa de falha da Rocha Vermelha; (e) – escarpa de falha da Espalamaca; (f) – escarpa de falha dos Flamengos (Madeira, 1998). Coordenadas UTM

O Vulcão da Caldeira é um edifício vulcânico com cerca de 15 km de diâmetro (ao nível do mar), que domina o relevo na ilha, e em particular a região do Vulcão Central.

Após a formação da caldeira ocorreu actividade vulcânica no interior, resultando na edificação de um cone de piroclastos. Este edifício vulcânico apresenta-se superficialmente, quase na totalidade, coberto por materiais piroclásticos (pedra pomes de projeção, depósitos freáticos e freatomagmáticos, escoadas piroclásticas e *lahares*), cuja espessura atinge os 100 m no bordo Norte da caldeira, diminuindo para a periferia. Sobre estes materiais desenvolve-se uma rede de drenagem de padrão radial. Entre os 700-900 m e o litoral, as linhas de água encaixam-se nos depósitos piroclásticos até alcançarem as escoadas subjacentes. A rede de drenagem encontra-se condicionada tectonicamente, facto que é evidente quando ocorrem quebras do típico padrão radial por acção de falhas. A ribeira dos Flamengos tem o seu troço superior condicionado pela escarpa da falha dos Flamengos. O litoral desta região é constituído por costa rochosa, pouco recortada, apresentando arribas altas e uma estreita praia de calhau rolado.

O Graben de Pedro Miguel é geologicamente complexo, visto que os materiais efusivos e explosivos do Vulcão da Caldeira assentam sobre um conjunto de escoadas mais antigas que faziam parte do Vulcão da Ribeirinha, atualmente bastante erodido. A sua morfologia é condicionada pela ação tectónica. Esta região situa-se na parte oriental da ilha, que se estende desde Salão até a Lomba da Espalamaca. É caracterizada pelo relevo em degraus, resultante de desnivelamentos importantes da

superfície do solo ao longo de um conjunto de falhas na direcção WNW-ESE (Fig. 1). A Lomba Grande, de Espalhafatos, e uma lomba menor que corresponde ao alinhamento das vertentes do lado norte dos vales das ribeiras da Fonte Nova e do Rato, associada à falha da ribeira do Rato, apresentam escarpas voltadas para Sul. A Lomba dos Frades-Lombinha e a Lomba da Espalamaca apresentam escarpas viradas para Norte.

A região da Península do Capelo localiza-se no extremo ocidental da ilha, trata-se de uma área resultante de vulcanismo recente. Por esta razão, e por ser constituída por materiais resistentes, a rede hidrográfica é inexistente.

2.2. Morfologias vulcânicas

A forma da ilha assemelha-se a um pentágono, sendo o comprimento máximo na direcção WNW–ESE aproximadamente de 21 km. O comprimento máximo perpendicular ao alinhamento anterior, do porto do Caldeirão até ao porto do Castelo Branco, é sensivelmente de 14 km. A ilha tem uma superfície aproximadamente de 180 km^2, sendo que o ponto mais elevado da mesma se localiza no bordo Sul da caldeira, que corresponde ao marco geodésico do Cabeço Gordo, à cota 1043 m (Madeira, 1998).

Além do Vulcão da Caldeira, a ilha integra ainda um antigo vulcão central já parcialmente destruído, o Vulcão da Ribeirinha, localizado na região do Graben de Pedro Miguel.

A ilha apresenta vários edifícios vulcânicos de menores proporções, associados a diversos tipos de vulcanismo, nomeadamente cones de escórias, formas hidrovulcânicas e domos (Pacheco, 2001).

No Faial existem 46 cones de escórias, dos quais 13 encontram-se na Plataforma da Horta (Fig. 2), alguns deles com mais de uma cratera devido à alteração do trajecto de ascensão do magma. Alguns dos cones têm escoadas lávicas associadas. Os cones de escórias são edifícios vulcânicos normalmente monogenéticos, formados durante erupções estrombolianas e/ou havaianas de magmas basálticos (Macdonald, 1972; Wallenstein *et al*., 1996). A reduzida explosividade é uma característica deste tipo de erupções, pelo que a grande maioria de piroclastos são de trajectória balística e de baixa dispersão.

As formas hidrovulcânicas são designadas geralmente por *maars* (Cas & Wright, 1988). Estes aparelhos vulcânicos monogenéticos resultam de actividade hidromagmática explosiva, e apresentam crateras de grande diâmetro relativamente à altura do bordo. Actualmente, na ilha do Faial existem três edifícios hidrovulcânicos, todos do tipo de cone de tufos, resultantes de erupções surtseianas emergentes, sendo eles o Monte da Guia, a SE da ilha, constituído por tufos palagonitizados endurecidos; o cone da Costa da Nau, na Península do Capelo, bastante erodido pela acção do mar; e, a Oeste, o cone dos Capelinhos, o mais jovem destas estruturas, tendo sido formado no decurso da erupção de 1957/58 (Pacheco, 2001).

As escoadas lávicas são o resultado da actividade efusiva ou de baixa explosividade do vulcão. Neste último caso formam-se fontes de lava típicas da actividade havaiana (Cas & Wright, 1988; Head & Wilson, 1989), formando escoadas. a partir da acumulação dos fluidos por elas projetados. O Faial apresenta escoadas *pahoehoe* e *aa*, originadas em magmas basálticos. As lavas *pahoehoe* caracterizam-se por uma elevada fluidez e uma baixa velocidade de progressão (Kilburn, 2000). As lavas *aa* caracterizam-se por uma maior viscosidade e velocidade de progressão. Estes factores justificam a fraturação das camadas periféricas das escoadas, mais arrefecidas, face às elevadas tensões cisalhantes desenvolvidas entre o núcleo em movimento e as camadas periféricas. Assim, o aspecto exterior destas escoadas evidencia uma superfície irregular, composta por material fragmentando e solto, designado por *clinker* (Macdonald, 1972). Para além das escoadas lávicas referidas, existem as lavas em «pasta de dentes», que resultam de escoadas com uma fluidez idêntica às lavas *aa*, mas com menor velocidade de progressão.

A Península do Capelo é constituída maioritariamente por escoadas lávicas dos tipos *pahoehoe* e *aa*, enquanto que no resto da ilha estes tipos de escoadas surgem pontualmente no fundo de linhas de água e em arribas. No decorrer da erupção de 1972, na Península do Capelo, além das escoadas pahoehoe e aa, também foram identificadas lavas em «pasta de dentes» (Gaspar & Queiroz, 1992).

Os domos são formados por magmas de composição evoluída, muito viscosos e com pouca velocidade de progressão. No Faial existem dois domos. O domo de Altar, que se situa no interior da caldeira do Vulcão da Caldeira, encontrando-se bastante degradado, e o domo de Castelo Branco, localizado na costa sul da região do Vulcão da Caldeira.

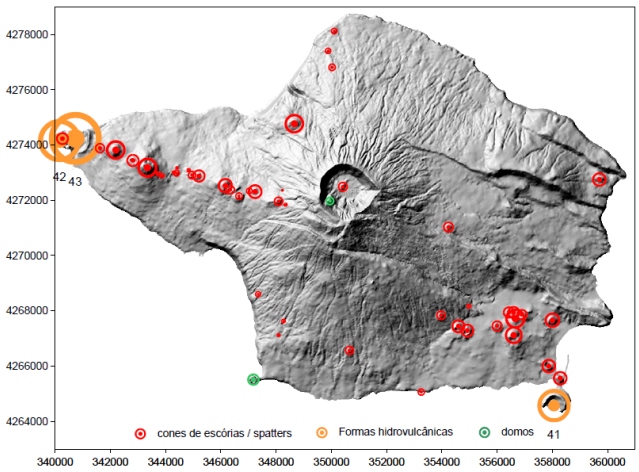


***Figura 2* - Distribuição dos centros eruptivos na ilha do Faial. O diâmetro dos círculos é proporcional à dimensão do diâmetro basal médio dos edifícios vulcânicos (Pacheco, 2001). Coordenadas UTM.**

2.3. Tectónica

A tectónica da ilha do Faial é extremamente complexa. Das várias estruturas tectónicas existentes, destacam-se dois sistemas de falhas, de alinhamentos gerais WNW-ESE e NNW-SSE a NW-SE (Agostinho, 1936; Berthois, 1953; Tazieff, 1959; Zbiszewski & Ferreira, 1959; Zbiszewski *et al*., 1959; Machado, 1955, 1982; Chovelon, 1982; Serralheiro *et al*., 1989; Madeira & Ribeiro, 1990, 1992; Madeira, 1991a; 1991b, 1998; Pacheco, 2001).

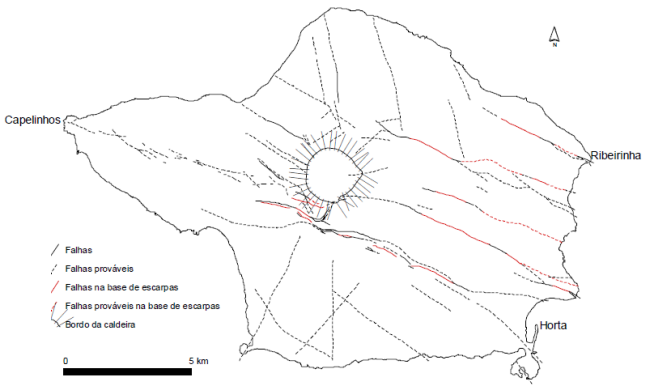


***Figura 3* - Principais estruturas tectónicas da ilha do Faial (Adaptado de Pacheco, 2001).**

O sistema dominante está orientado a WNW-ESE (Fig. 3), de carácter distensivo com desligamento direito, evidenciado pelo conjunto de escarpas de falha e patamares que se destacam na zona leste da ilha, onde se distinguem as falhas da Ribeirinha, da Lomba Grande, da Ribeira do Rato, da Rocha Vermelha, da Espalamaca e dos Flamengos que definem o Graben de Pedro

Miguel (Madeira & Ribeiro, 1990; Madeira, 1991a; 1991b, 1998).

Na parte ocidental da ilha, a mais importante manifestação tectónica é indicada pelo alinhamento de cones de escórias entre o Cabeço dos Trinta e o Vulcão dos Capelinhos, dispostos ao longo da falha do Capelo (Madeira, 1998). Esta falha é importante no que se refere às erupções históricas (Cabeço do Fogo em 1672 e Capelinhos em 1957/58), pois ambas se encontram sobre o mesmo alinhamento tectónico. Segundo Madeira (1998), este é um sistema distensivo com desligamento direito normal.

Relativamente às estruturas tectónicas que afectam a região da cidade da Horta, destacam-se os sistemas de falhas de direcções gerais WNW-ESE e NE-SW (Fig. 3). Contudo, é difícil identificar a sua expressão morfológica, visto que esta região está coberta por escoadas lávicas, formando uma região aplanada (Pacheco, 2001).

2.4. Sismicidade

A ilha do Faial, à semelhança das restantes ilhas dos grupos central e oriental, possui uma atividade sísmica significativa, tendo sido abalada por diversos sismos de elevada intensidade desde o seu povoamento Alguns sismos tiveram consequências muito graves, como foi o caso do terramoto de 9 de Julho de 1998. Este sismo, que se terá desenvolvido nos sistemas de falhas de orientação NE-SW, ou nos sistemas de orientação WNW-ESSE (Gaspar *et al*., 1998), teve uma magnitude de 6.0 (Mw) e o epicentro no mar, sensivelmente a 7.5 km da Ponta da Ribeirinha, local onde foi sentido com maior intensidade de VIII na escala de Mercalli Modificada (MM-56) (Senos *et al*., 2008).

Para além da crise sísmica referida, o Faial também foi abalado por outra importante crise sísmica que marcou a história recente da ilha, nomeadamente a que acompanhou a erupção dos Capelinhos em 1957/58 (Machado, 1969). Entre os dias 16 e 27 de Setembro de 1957 foram sentidos mais de 200 sismos, com intensidades que não ultrapassaram o grau V (MM). No início da crise, os sismos tiveram origem na região leste da ilha, mas a 20 de Setembro a região epicentral migrou para Oeste, tornando os sismos mais frequentes. Ao mesmo tempo, o extremo Oeste da ilha era também afectado por tremores vulcânicos contínuos. Desde o início da erupção, a 27 de Setembro, a intensidade e a frequência dos sismos baixou consideravelmente até Maio de 1958. Nos dias 12 e 13 de Maio a actividade sísmica voltou a aumentar consideravelmente, estando associada à erupção do Vulcão dos Capelinhos (Machado, 1959a; Lobão, 1999). Durante este evento é referida a ocorrência de cerca de 450 sismos nos dois dias anteriormente referidos, alguns extremamente violentos, atingindo intensidades de grau X (MM).

Para além da Praia do Norte, que ficou completamente destruída, este evento atingiu igualmente o resto da ilha com grande devastação. Os epicentros não se restringiram à zona da Praia do Norte, tendo-se distribuído por três áreas: Praia do Norte, Espalhafatos e região sul do Vulcão Central (Machado, 1959a).

Esta crise originou rupturas superficiais com deslocamentos verticais superiores a 80 cm (Machado, 1959a), estando associada ao desenvolvimento de uma erupção freática e ao aparecimento de fumarolas no interior da caldeira, tendo ainda originado uma mudança drástica no comportamento do Vulcão dos Capelinhos.

Outro sismo devastador ocorrido no Faial, foi o de 31 de Agosto de 1926. Causou grande destruição na cidade da Horta, Flamengos, Ribeirinha e Conceição, e pontualmente nos locais de Farrobo, Lomba e Espalhafatos, com magnitude estimada de 5,3 a 5,9 (Mb). O sismo produziu intensidade máxima entre IX e X na escala de Mercalli na zona norte da cidade da Horta (Conceição), tendo provocado 9 mortes e mais de 200 feridos. O epicentro foi localizado no canal Faial – Pico (Agostinho, 1927).

2.5. Litologias e Classificação geotécnica dos solos

A Plataforma da Horta é constituída por uma sucessão de lavas basálticas, intercaladas com níveis de *clinker* de espessura variável, alternando com leitos piroclásticos com dispersão restrita. Há ainda a considerar os depósitos de piroclastos basálticos que constituem os cones de escórias presentes na Plataforma da Horta. Trata-se de depósitos que podem apresentar espessuras até 100 m, mas com uma dispersão muito localizada, traduzida na própria forma do cone. Sobre este conjunto encontram-se os materiais de cobertura constituídos por depósitos piroclásticos pomíticos com origem no Vulcão da Caldeira. Estes materiais de cobertura apresentam espessuras frequentemente superiores a 2 m, no entanto, por ação da erosão localizada, muitos locais apresentam coberturas de espessura significativamente inferior. Estima-se uma espessura mínima de cerca de 1 m de piroclastos pomíticos, cobrindo a generalidade da área da cidade da Horta.



***Figura 4* – Sucessão de escoadas lávicas com níveis de *clinker*. Pedreira das Terças.**

A partir da interpretação das várias fases de edificação da ilha do Faial (Pacheco, 2001) e dos cortes geológicos e sondagens estudadas em trabalhos anteriores, pode inferir-se que as litologias características da Plataforma da Horta assentam sobre o flanco do Vulcão Central e sobre os depósitos do antigo Vulcão da Ribeirinha. Ao nível da cobertura é formado por piroclastos pomíticos e, localmente, alguns leitos de escórias basálticas. As espessuras medidas desta camada variam entre os 20 cm e os 4 m. Localmente poderão encontrar-se espessuras da ordem dos 10 m. Além desta cobertura, deverão ainda ser considerados neste nível os depósitos de escórias basálticas que formam os cones de escórias, pelo que localmente a sua espessura é acrescida da altura do cone. Em seguida, a camada intermédia apresenta alternância de lavas basálticas com alguns depósitos de escórias e tufos basálticos (Fig. 4). Esta sucessão rochosa encontra-se sã, podendo ser descrita como alternância de escoadas de lavas (com espessuras que podem variar entre 1 m e os 5 m) com camadas de *clinker* (com espessuras variando entre 40 cm e superiores a 1 m). Por último, a camada mais profunda é composta por um conjunto de escoadas lávicas com alguns depósitos de escórias e tufos basálticos antigos, muito alterados.

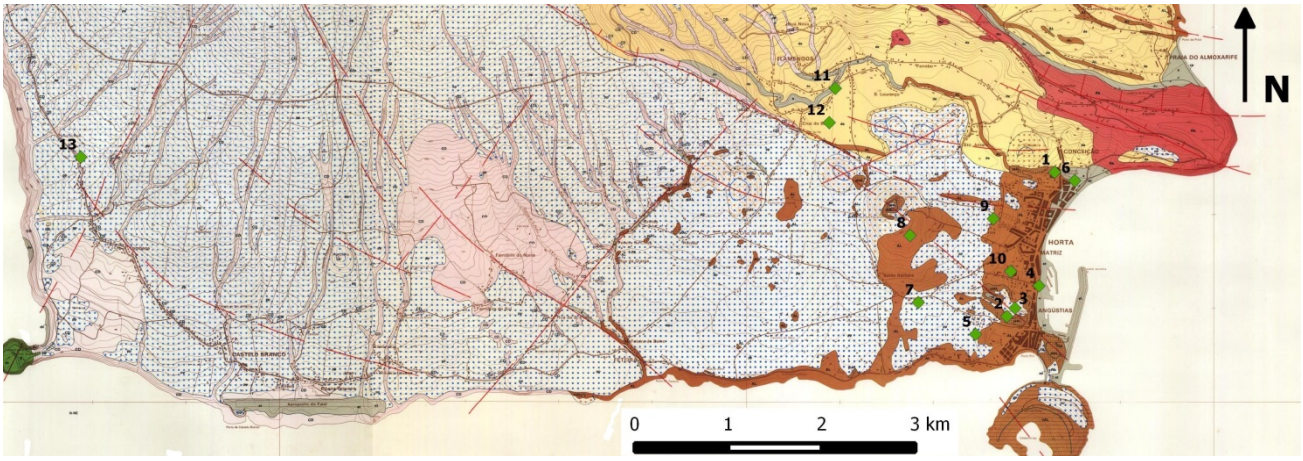


***Figura 5* – Carta geológica do Faial com os pontos onde foram realizados os ensaios geofísicos (Zbyszewski *et al.*, 1959). pp - Depósitos de pedra pomes (benmoreíto-traquito); AL - Escoadas lávicas e cones de piroclásticos (bagacinas); piAL - Escoadas lávicas e cones de piroclastos (bagacinas) com pequenos derrames subaéreos; de - Depósitos de enxurrada (*lahares*), com carvão; a - Aluviões".**

As primeiras classificações geotécnicas dos solos dos Açores foram realizadas por Forjaz *et al*. (2001). A Tabela 1 apresenta a referida classificação. Na primeira coluna é apresentado o grupo onde o solo se insere, podendo ser classificado de Duro (I), Intermédio (II) ou Mole (III). Na segunda coluna são apresentados os sub-grupos, que estão relacionados com as descrições dos solos, que posteriormente foram relacionadas com as velocidades das ondas S, sendo estes valores apresentados por Malheiro & Nunes (2007).

***Tabela 1* – Classificação geotécnica dos solos dos Açores segundo Forjaz *et al.* (2001) e Malheiro & Nunes (2007).**

Grupo	Sub-grupo	Descrição	Vs (m/s)
Duro (I)	I a	Traquito s.l. escoadas lávicas incluíndo coulés e domas)	1570
	I b	Escoadas lávicas basálticas s.l.	1000 - 3300 (basalto); 399 - 1000 (*clinker*)
	I c	Ignimbritos solidificados	702
	I d	Tufos surtseianos	630
Intermédio (II)	II a	Ignimbritos não-consolidados e *lahares*	-
	II b	Depósitos de vertente, aluvionares e de praia	-
Mole (III)	III a	Pedra pomes e outros depósitos piroclásticos, traquitos s.l.	220 - 550 (normalmente inferiores a 350)
	III b	Piroclastos basálticos s.l. (escória)	-

2.6. Campanhas anteriores de ruído ambiental

Em Julho de 2006 realizou-se uma campanha de medidas de vibrações ambientais que consistiu na aquisição de 262 pontos na cidade da Horta (Teves Costa *et al*., 2008). Em cada ponto foram registados 15 minutos de ruído ambiental. Na campanha foram utilizadas 2 estações sísmicas Marslite equipadas com sismómetros Lennartz de 3 componentes, com frequência própria de 1 Hz. No final foram obtidos 246 pontos válidos. O processamento dos dados foi realizado no programa Geopsy (Geopsy, 2005) de acordo com o método proposto por Nakamura (1989; 2000).

Após a determinação das curvas H/V, foram obtidas as frequências de pico, e depois criadas classes de frequências de pico com o objectivo de observar a classe predominante. As classes de frequência seleccionadas foram: menor de 1 Hz, de 2 a 4 Hz, de 4 a 6 Hz, de 6 a 8 Hz, de 8 a 10 Hz e superior a 10 Hz. Verificou-se que existem picos que não foram bem definidos devido à natureza do terreno (predominantemente rochosos). Por esse motivo, foram seleccionados apenas os picos que aparentavam possuir significado, reduzindo para 136 pontos (Teves Costa *et al*., 2008). Após nova análise, verificou-se que a frequência própria da Horta é variável, estando compreendida entre 1 e 8 Hz devido, provavelmente, à variação da espessura da camada superficial.

Teves Costa *et al.* (2008) apresentam o mapa de frequências dominantes para a cidade da Horta (Fig. 5). Pode-se observar, na parte norte da cidade da Horta, junto à ribeira da Conceição, as frequências variam entre 1 a 4 Hz, aumentando para valores superiores nas zonas para o interior e para sul. As baixas frequências, junto à ribeira, podem estar relacionadas com grandes espessuras dos depósitos sedimentares. Para sul, junto à costa, apresentam frequências superiores a 10 Hz que podem estar relacionadas com pequenas espessuras do depósito superficial. Antes do istmo para o Monte da Guia existe outra zona de baixas frequências (até 2 Hz) mas depois, para sul e sudoeste, as frequências voltam a aumentar até cerca de 8 Hz, na zona sul da cidade da Horta.

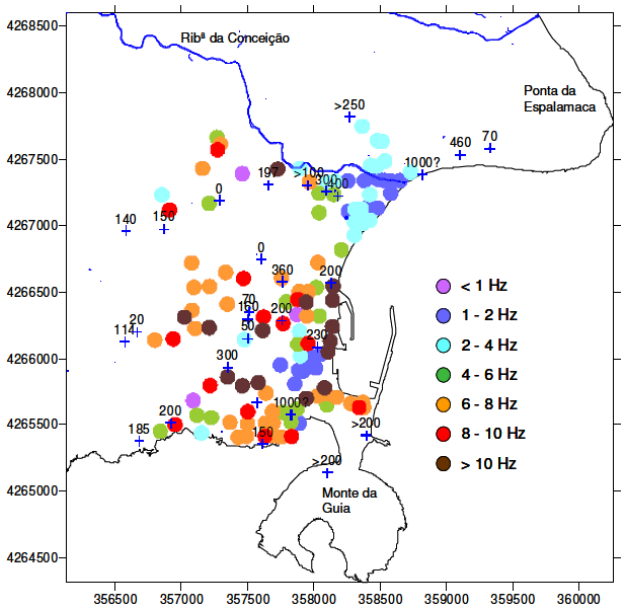


***Figura 5* – Frequências de pico das curvas H/V. As cruzes assinalam os pontos onde foi medida a espessura da camada superficial (cm) (Teves Costa *et al*., 2008)**

Posteriormente foram realizados mais ensaios de ruído ambiental no Faial, concretamente em Lombega, Salão, Flamengos, Pedro Miguel, Horta e Alagoa. Nesta campanha foram realizados array's circulares, nomeadamente na Alagoa. Após o processamento e inversão das curvas H/V através do programa Geopsy, foram determinados os modelos de velocidades das ondas S em profundidade e determinadas as frequências de pico, e a espessura máxima da camada superficial (Tabela 2).

***Tabela 2* – Parâmetros geofísicos obtidos através das curvas H/V.**

Local	Frequência de pico (Hz)	Espessura máxima da camada superficial (m)	Velocidade das ondas S na camada superficial (m/s)
Horta	7	15	400
Alagoa	8 - 10	4	200
Salão	7 - 9	5	160
Lombega	5 - 9	5 - 10	200
Flamengos	4	5	80
Pedro Miguel	5 -20	4	240

3. CAMPANHA DE ENSAIOS GEOFÍSICOS

3.1. Descrição geral dos ensaios

Em Outubro de 2013, realizou-se uma campanha de ensaios de refracção sísmica, MASW, e ruído ambiental na ilha do Faial. O objectivo principal desta campanha foi caracterizar a estrutura sub-superficial do Faial, em concreto, a cidade da Horta, Flamengos e Lombega. Os motivos da escolha são: Na cidade da Horta, como contributo para enriquecimento do conhecimento sobre a litologia da cidade e avaliar com maior rigor os perigos sísmicos a que o aglomerado populacional está sujeito. Nos Flamengos e Lombega, por ter-se constatado que estas localidades ter ocorrido efeito de sítio durante o sismo de 1998 (Senos *et al*., 2008).

Através do método da refracção sísmica é possível estimar a estrutura sub-superficial do solo e determinar as velocidades de propagação das ondas P em profundidade. Para além do método referido, o método MASW permite estimar a estrutura sub-superficial e determinar as velocidades de propagação das ondas S em profundidade, parâmetro absolutamente indispensável para a avaliação do perigosidade sísmica.

Os locais ensaiados foram estabelecidos de acordo com os registos sismológicos prévios, os constrangimentos geográficos e habitacionais da cidade da Horta, as frequências de pico obtidas em trabalhos anteriores, a geologia, e condições adequadas para a realização dos ensaios.

No total foram realizados 13 conjuntos de ensaios, cada conjunto é composto pelos ensaios de refracção, MASW, e ruído ambiental. Na cidade da Horta realizaram-se 10 conjuntos de ensaios, nos Flamengos 2 e na Lombega 1.

A Figura 5, além de apresentar a carta geológica do Faial também indica os locais onde foram realizados os ensaios.

O equipamento utilizado tanto na refracção sísmica como no MASW foi um sismógrafo PASI (16SG24) de 24 geofones. Na refracção sísmica utilizaram-se geofones verticais com frequência própria de 10 Hz, e para o MASW de 4,5 Hz. A fonte sísmica foi um martelo de aproximadamente 9 Kg. O comprimento total do array foi de 36 m, assim, o espaçamento entre dois geofones consecutivos foi de 1,50 m. Na refracção sísmica foram realizados cinco tiros. Para o MASW foi realizado um único tiro. No ruído ambiente foram utilizadas duas estações Guralp CMG-6TD broadband (BB) de 3 componentes, com frequência própria de 30 s. As estações (BB) foram colocadas no início do array dos ensaios anteriores. Foram efectuados registos de ruído sísmico durante períodos de 30 m, tendo-se ignorado os primeiros 15 minutos, intervalo de tempo para estabilizar os sensores (Furtado, 2010).

Neste trabalho descreve-se o processamento dos dados da Alagoa. Os resultados dos restantes locais são apresentados em forma de tabela.

3.2. Refração sísmica

A refracção sísmica é um método rápido, eficiente e não evasivo. A maior limitação deste método é que não consegue identificar camadas de baixa velocidade estando intercalado em duas camadas com velocidades superiores. Ou seja, a velocidade de propagação das ondas P tem que ser sempre crescente em profundidade (Redpath, 1973).

O método de refração sísmica, baseia-se na geração de ondas sísmicas P que se propagam no terreno e se refractam nas interfaces dos meios com velocidades de propagação crescentes em profundidade, e com características elásticas suficientemente distintas.

Ao introduzir um impulso no solo, são obtidos os tempos de percurso das ondas sísmicas através dos geofones, que se encontram dispostos ao longo do terreno em array (em linha e com espaçamento constante). Ao ajustar os tempos de percurso a segmentos de recta, utilizando por exemplo o método dos mínimos quadrados, são determinados os declives da recta, sendo que o inverso do declive é a velocidade de propagação da onda sísmica. Cada segmento de recta com declive diferente, representa diferentes camadas com diferente velocidade de propagação das ondas P (Fig. 6).

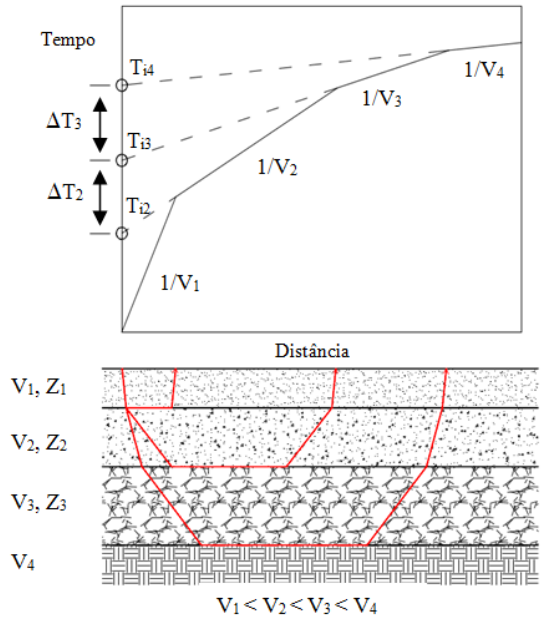


***Figura 6* – Esquema de um modelo multicamada em correspondência com os tempos de percurso das ondas sísmicas em função da distância. (Adaptado de Redpath, 1973)**

Ao prologar-se as rectas até a posição onde foi realizado o tiro, no caso apresentado é a origem do gráfico, são determinados os tempos de intercepção (Ti). Ao subtrair o tempo de intercepção Ti3 com o Ti2 é obtida a diferença temporal (ΔT_2). Determinadas as diferenças temporais para todos os casos, e as respectivas velocidades, são calculadas as espessuras das camadas segundo as equações de Redpath (1973). A utilização de vários impulsos ao longo do array permite criar um modelo de velocidades 1.5D (Fig. 7).

Todos os dados foram processados com o programa Winsism, que utilizada a metodologia descrita anteriormente.

A Figura 7 apresenta o modelo de velocidades das ondas P da Alagoa. Verifica-se que a estrutura sub-superficial é composta por 3 camadas distintas em velocidade. A primeira camada tem

aproximadamente 3 m de espessura e com velocidade de propagação de 250 m/s. A segunda camada apresenta uma espessura variável ao longo do modelo, tendo uma espessura mínima de 3 m e máxima de 8 m. A velocidade desta camada é de 1500 m/s. Por fim, a última camada representa o meio semi-infinito, tendo uma velocidade de 3000 m/s.

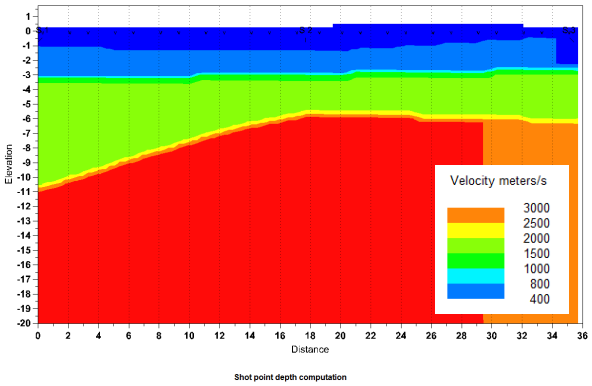


Figura 7 **– Modelo de velocidades das ondas P da Alagoa.**

Segundo este modelo, verifica-se que existe variação lateral da velocidade, o que era espectável devido à complexidade da litologia do Faial.

A Tabela 3 apresenta resumidamente todos os resultados da refracção sísmica. A primeira coluna apresenta os locais onde foram realizados os ensaios e a respectiva numeração, sendo esta representada na Figura 5. Nas restantes colunas são apresentados as posições das camadas. Sendo que a camada 1, é a camada superficial do solo e a camada 3 corresponde à camada mais profunda, enquando que a camada 2 encontra-se no meio das duas camadas referidas. Cada coluna que corresponde a 1 camada é sub-dividida em 2 colunas, em que a primeira coluna corresponde à velocidade de propagação das ondas P e a segunda coluna à espessura da respectiva camada.

Tabela 3 **– Velocidades de propagação das ondas P para cada camada e respetiva espessura, para cada local.**

	Local	Camada 1		Camada 2		Camada 3
		Vp (m/s)	Esp. (m)	Vp (m/s)	Esp. (m)	Vp (m/s)
1	Alagoa	250	3,0	1500	3,0	3000
2	Observatório	-	-	-	-	-
3	Hotel Faial	200	1,0	500	-	-
4	Marina	250	3,0	1500	1,0	2800
5	Jardim da Igreja Santa Maria Isale	220	1,5	400	1,0	500
6	Ribeira da Conceição	-	-	-	-	-
7	Campo 1	200	3,0	400	-	-
8	Base Militar	200	5,0	600	-	-
9	Campo 2	200	2,5	450	-	-
10	Horta	180	3,5	500	8,5	1400
11	Flamengos 1	230	1,5	450	3,0	760
12	Flamengos 2	320	5,0	450	7,5	840
13	Lombega	150	2,0	590	7,0	800

A Alagoa, a Marina e os Flamengos 2 apresentam velocidades elevadas de propagação das ondas P para a camada 1 (Vp ≥ 250 m/s). Estes locais apresentam 3 camadas, com espessuras diferentes entre si. Os locais com velocidades mais baixas são, a Horta e a Lombega. Ambas apresentam velocidades inferiores a 200 m/s. Estes locais são compostos por 3 camadas de espessura variável. Os restantes locais apresentam velocidades das ondas P para a camada 1 compreendidas entre os 200 e 250 m/s. As espessuras são variáveis para cada local. Os locais que não apresentam velocidades das ondas P devem-se a problemas com os ficheiros de aquisição ou conterem muito ruído.

3.3. MASW

O objectivo principal do método é determinar a distribuição em profundidade da velocidade de propagação das ondas S. Para além de estimar a velocidade das ondas S, este método permite estimar a estrutura sub-superficial, nomeadamente o número de camadas e as respectivas espessuras (Xia et al., 1999). É um método rápido, não evasivo, e de baixo custo. Permite identificar camadas de baixa velocidades alternadas com camadas de velocidade mais elevada. É possível escolher o tipo fonte sísmica, activa ou passiva. No MASW a razão sinal/ruido é maximizada. A desvantagem deste método consiste na não unicidade das soluções, ou seja, na possibilidade de se obter diversos modelos de camadas relativamente próximos da solução que satisfazem os dados observados. Para este método ser aplicado com sucesso, é necessário aplicar restrições, nomeadamente, o estabelecimento de um modelo *a priori* para iniciar o processo de inversão, de modo a minimizar a dispersão do resultado finais.

O método MASW baseia-se no estudo do fenómeno da dispersão das ondas superficiais em meio verticalmente heterogéneo, isto é, diferentes frequências propagam-se com velocidades diferentes, designadas por velocidade de fase. Este fenómeno encontra-se na base da construção uma curva que relaciona a velocidade de fase com a frequência, designada por curva de dispersão (Fig. 8).

As ondas superficiais adquiridas são normalmente as ondas de Rayleigh, (ondas presentes unicamente na componente vertical do registo sísmico) que correspondem a cerca de dois terços da energia produzida por uma fonte pontual (Richart *et al.*, 1970). São conhecidas diversas metodologias, em que se faz variar, por exemplo, o número, tipo de geofones utilizados, geometria do array e o processo para obter a curva de dispersão e/ou o algoritmo de inversão (Nazarian & Stokoe, 1984, Stokoe *et al.*, 1988, Park *et al.*, 1998-b; 1999, Xia *et al.*, 1999; 2000). Após o processamento são determinados os modelos de velocidades das ondas S 1D., tendo-se optado no presente trabalho por um dispositivo linear semelhante em tudo ao da refracção sísmica

Para processar os dados do MASW recorreu-se ao programa Surfseis. Foi necessário importar os dados e introduzir os parâmetros geométricos do ensaio. De seguida, foi realizado o processamento dos dados e determinado o gráfico de dispersão de energia, que relaciona a frequência com a velocidade de fase. Neste gráfico realizou-se a picagem dos pontos com maior energia, de modo a criar um conjunto de pontos que depois o programa utiliza para ajustar a uma curva de dispersão. A figura 11 apresenta a curva de dispersão obtida na síto da Alagoa.

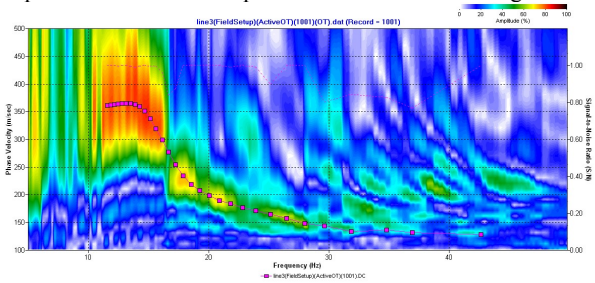


Figura 8 **– Curva de dispersão da Alagoa.**

Para realizar a inversão é necessário utilizar 1 modelo de camadas *a priori*. Para tal, foram utilizados as espessuras das camadas obtidos previamente pela refracção sísmica. A velocidade das ondas S do modelo a priori foi obtida a partir da

equação 1, em que relaciona a velocidade das ondas S com a velocidade das ondas P através do coeficiente de *Poisson, que no presente caso foi considerado* 0,4. Para os locais que não foram obtidos os modelos de refração, utilizou-se a formulação proposta por Xia *et al*. (1999).

$$V_{s,inicial} / V_{p,refração} = \sqrt{(1-2\mu)/(2(1-\mu))} \qquad (1)$$

Após a inversão, é obtido um gráfico que relaciona a velocidade de propagação das ondas S com a profundidade. A Figura 9 apresenta o modelo de velocidades de propagação das ondas S obtida no sítio da Alagoa. Verifica-se que a estrutura sub-superficial da Alagoa é composta por 3 camadas distintas, sendo que a primeira apresenta uma velocidade de 150 m/s, a segunda camada de 250 m/s, e a última de 475 m/s. Visto que o MASW utilizou o modelo de camadas da refracção sísmica, assim, os dois métodos apresentam a mesma estrutura de camadas.

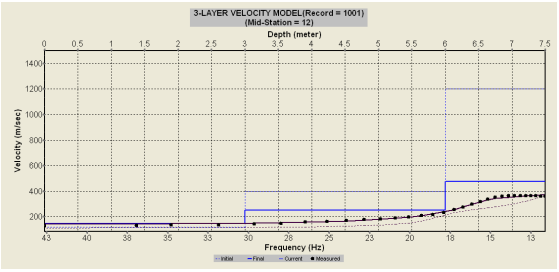


***Figura 9* – Modelo de velocidades de propagação das ondas S da Alagoa.**

Para os restantes locais, foi realizado o mesmo procedimento que no caso da Alagoa.

A Tabela 4 apresenta os modelos de velocidades das ondas S, em que a primeira coluna indica o local onde foi realizado o ensaio e respectivo número, que permite a identificação do local na Figura 5. Entre as colunas 2 e 5 são apresentadas os números das camadas, em que a camada 1 corresponde à camada superficial e a camada 4 à camada mais profunda. Cada coluna é subdividida em 2 colunas em que a primeira corresponde à velocidade de propagação das ondas S e a segunda à respectiva espessura.

***Tabela 4* – Velocidades de propagação das ondas sísmicas S para cada camada e respectiva espessura, para cada local.**

	Local	Camada 1		Camada 2		Camada 3		Camada 4
		Vs (m/s)	Esp. (m)	Vs (m/s)	Esp. (m)	Vs (m/s)	Esp. (m)	Vs (m/s)
1	Alagoa	150	3,0	250	3,0	475	-	-
2	Observatório	160	3,5	260	1,5	380	7,5	465
3	Hotel Faial	55	1,0	325	-	-	-	-
4	Marina	180	3,0	515	1,0	740	-	-
5	Jardim da Igreja Santa Maria Isale	95	1,5	255	1,0	375	-	-
6	Ribeira da Conceição *	185	5,0	200	-	-	-	-
7	Campo 1	130	3,0	270	-	-	-	-
8	Base Militar	185	5,0	600	-	-	-	-
9	Campo 2	90	2,5	330	-	-	-	-
10	Horta	140	3,5	265	8,5	530	-	-
11	Flamengos 1	115	1,5	220	3,0	270	-	-
12	Flamengos 2	165	5,0	260	7,5	420	-	-
13	Lombega*	-	-	-	-	-	-	-

Os locais com menor velocidade de propagação das ondas S (< 100 m/s) para a camada superficial (camada 1) são, o Hotel Faial, a Jardim da Igreja Santa Maria Isale e o Campo 2. O número de camadas para estes locais variam entre si. Contudo, para a camada superficial verifica-se que as espessuras estão compreendidas entre 1 e os 2,5 m. As velocidades nas camadas 2 variam entre os 255 m/s e os 330 m/s, sendo que para o Hotel Faial e para o Campo 2 esta camada corresponde ao meio semi-infinito. O Jardim da Igreja Santa Maria Isale apresenta uma velocidade de 375 m/s para a última camada.

Os locais com velocidades superficiais superiores a 250 m/s são o Observatório, a Marina, a Ribeira da Conceição, a Base Militar e Flamengos 2. As velocidades superficiais das ondas S estão compreendidas entre os 160 e os 185 m/s. Este grupo apresenta elevadas espessuras para a camada superficial (> 3 m), e espessuras que variam entre si. As velocidades na segunda camada variam entre os 200 e os 600 m/s, sendo que nalguns casos esta camada corresponde ao meio semi-inifinito. As espessuras destas camadas são variáveis. A camada 3 corresponde ao meio semi-infinito para a Marina e os Flamengos, tendo uma velocidade de 740 e 420 m/s, respectivamente, enquanto no Observatório, esta camada apresenta uma espessura de 7,5 m e uma velocidade de 380 m/s e é seguida do meio semi-inifinito cuja velocidade é de 465 m/s.

A Alagoa, o Campo 1, a Horta e os Flamengos 1 apresentam velocidades superficiais das ondas S entre os 115 e os 150 m/s. Nestes locais, o número de camadas varia de local para local, apresentado entre 2 a 3 camadas, e espessuras que variam entre 1,5 e os 3,5 m. Para a segunda camada as velocidades variam entre os 220 e os 270 m/s e as espessuras variam entre os 3,0 e os 8,5 m, sendo que, para o Campo 1, esta camada corresponde ao meio semi-infinito. Para os restantes casos, a terceira camada corresponde ao meio semi-infitino, apresentando velocidades que variam entre os 270 e os 475 m/s.

Para a Lombega não é apresentado o modelo de velocidade de propagação das ondas S devido aos dados conterem muito ruído.

3.4. Ruído ambiental

O processamento dos dados foi realizado no programa Geopsy, que utiliza a metodologia proposta por Nakamura (1989, 2000), que consiste na determinação da razão espectral H/V. Isto é, a razão entre o espectro da componente horizontal (resultante da composição das duas componentes horizontais) e o espectro da componente vertical.

O primeiro passo do processamento consiste na visualização das 3 componentes do registo. Na eventualidade de o registo apresentar ruído é possível nesta fase filtrar os dados. Em seguida, foram seleccionadas janelas com duração de 30 segundos em todo o registo. A selecção das janelas é realizada de forma automática através da utilização de um algoritmo que analisa a amplitude do registo e selecciona as janelas com menor amplitude. Por fim, é calculada a razão H/V para cada janela, de acordo com um conjunto de parâmetros de cálculo definidos *a priori,* tais como, a frequência de amostragem, o tipo de filtragem e pré-tratamento do sinal, e a razão STA/LTA. O resultado é apresentado em gráfico, onde são apresentadas as curvas H/V para cada janela, a média de todas as curvas e o respectivo desvio padrão.

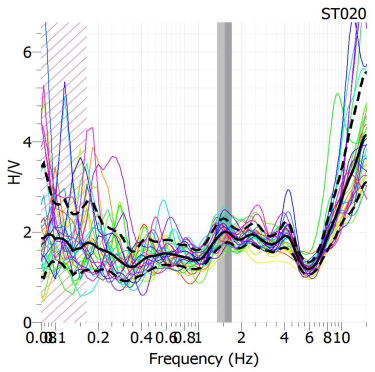


***Figura 10* – Curva H/V da Alagoa.**

A Figura 10 apresenta a curva H/V da Alagoa. No eixo das abscissas é apresentado o intervalo de frequências e no eixo das ordenadas a gama de valores para a razão H/V. A linha continua a preto indica a média das curvas H/V, e a linha descontínua preta indica o desvio padrão. A coluna vertical cinzenta indica a frequência de pico do registo.

Para a Alagoa, o registo apresenta-se relativamente uniforme, o que indica que a camada superficial é pouco espessa de piroclastos pomíticos, ou que as escoadas lávicas se encontram próximas da superfície. Note que, quando o registo apresenta picos de frequência, significa que estão associados a camadas de depósitos sedimentares. Enquanto que, no caso da curva H/V apresentar uniformidade e ausência de picos, isto, indica que a camada superficial de depósitos sedimentares é pouco espessa, ou inexistente, ou que o substrato é rochoso e aflora à superfície.

Para os restantes locais utilizou-se o mesmo procedimento que o caso da Alagoa.

De modo a resumir os resultados de todos os ensaios de ruído ambiental, foram obtidas as frequências de pico de cada local, sendo que estas foram agrupadas em diversas classes. Utilizou-se as mesmas classes de frequências de pico de Teves Costa *et al*. (2008). Nomeadamente, menor de 1 Hz, de 2 a 4 Hz, de 4 a 6 Hz, de 6 a 8 Hz, de 8 a 10 Hz e superior a 10 Hz.

***Tabela 5* – Frequências de pico e espessura da camada superficial para cada local.**

	Local	Frequência de Pico (Hz)	Amplitude de pico (H/V)	Espessura superficial (m)
1	Alagoa	1 - 2	1 - 2	3,0
2	Observatório	1 - 2	4 - 5	3,5
3	Hotel Faial	1 - 2	4 - 5	1,0
6	Ribeira da Conceição	1 - 2	6 - 7	5,0
11	Flamengos 1	2 - 4	4 - 5	1,5
8	Base Militar	4 - 6	10 - 11	5,0
9	Campo 2	4 - 6	3 - 4	2,5
10	Horta	4 - 6	3 - 4	3,5
5	Jardim da Igreja Santa Maria Isale	6 - 8	3 - 4	1,5
12	Flamengos 2	6 - 8	2 - 3	5,0
13	Lombega	6 - 8	5 - 6	2,0
4	Marina	8 - 10	2 - 3	3,0
7	Campo 1	> 10	4 - 5	3,0

A Tabela 5 apresenta na primeira coluna o local onde foi realizado o ensaio e a respectiva numeração que permite a sua identificação na Figura 5. Na segunda coluna a frequência de pico do respectivo local, na terceira coluna amplitude de pico, e por fim, na quarta coluna, a espessura da camada superficial, que corresponde à camada 1 obtida pela refracção sísmica.

Verifica-se que os locais apresentam variações de frequências e amplitudes de pico, reflectido a grande variabilidade litológica estratigráfica da ilha do Faial.

4. Discussão dos resultados

Neste capítulo são apresentadas comparações entre os vários parâmetros calculados, e entre os resultados obtidos com a litologia do Faial e com o sismo de 1998.

A Tabela 6 apresenta o resumo de todos os parâmetros obtidos através dos métodos geofísicos realizados. Nomeadamente, o número de camadas e as respectivas espessuras, as velocidades das ondas P e S, as frequências e amplitudes de pico. Os dados foram organizados de acordo com as classes de frequências de pico.

Os locais com frequências entre 1 e 2 Hz são, a Alagoa, o Observatório, o Hotel Faial e a Ribeira da Conceição. As amplitudes de pico para estes locais variam entre 1 a 7. As velocidades das ondas S para as camadas 1 variam entre os 55 e 185 m/s, nas camadas 2 variam entre os 200 e 325 m/s e nas camadas 3 variam entre os 380 e 475 m/s, e no caso do observatório, existe uma quarta camada, que corresponde ao meio semi-infinito com velocidade de 465 m/s. A espessura de cada camada para estes locais é variada. Contudo, é de salientar que dois dos quatro locais apresentam uma espessura próxima dos 3 m, nomeadamente, a Alagoa e o observatório. Para a gama de frequências de pico entre 2 e 4 Hz existe os Flamengos 1, apresentando uma amplitude de pico entre 4 a 5. A primeira camada tem 1,5 m de espessura com uma velocidade das ondas S de 115 m/s, a segunda camada tem uma espessura de 3,0 m e velocidade igual a 220 m/s, enquanto a última camada apresenta uma velocidade de 270 m/s. Entre 4 a 6 Hz existem a Base Militar, Campo 2 e Horta que apresentam amplitudes de pico a variar entre 3 e 4, excepto a Base Militar que apresenta amplitudes de pico a variar entre 10 e 11. No entanto, os resultados da Base Militar são discutíveis devido à elevada amplitude de pico em relação com os outros ensaios. As velocidades das ondas S para as camadas 1 variam entre os 90 e 185 m/s, sendo que a espessura das camadas aumenta com a velocidade das ondas sísmicas, variando entre os 2,5 e os 5,0 m. As velocidades nas camadas 2 estão compreendidas entre os 265 e 600 m/s, sendo que 2 destes casos correspondem ao meio semi-infinito. A Horta apresenta, para a camada 2, uma espessura igual 8,5 m, e para a camada 3 uma velocidade de 530 m/s. Entre os 6 e 8 Hz existem os locais, Jardim da Igreja Santa Maria Isale, Flamengos 2 e Lombega que apresentam amplitudes de pico entre 2 a 6. Todos estes locais apresentam 3 camadas, sendo que as velocidades das ondas S para as camadas 1 variam entre os 95 e 165 m/s, e as espessuras variam entre 1,5 e os 5,0 m. Para as camadas 2, as velocidades variam entre os 255 e 260 m/s e as espessuras entre 1,0 e 7,5 m. Por fim, os meios semi-infinitos (camadas 3) apresentam velocidades entre os 375 e 420 m/s. A Lombega não apresenta velocidades das ondas S pelos motivos descritos no ponto 3.3. Entre os 8 e 10 Hz temos a Marina, que é composta por 3 camadas e apresenta uma amplitude de pico a variar entre os 2 e 3. A camada 1 tem uma velocidade de 180 m/s e 3 m de espessura, a velocidade na segunda camada é de 515 m/s e tem uma espessura de 1,0 m, e na última camada apresenta uma velocidade de 740 m/s. Para a classe de frequências superior a 10 Hz, temos o Campo 1 que é composto por 2 camadas e a amplitude de pico do solo varia entre 4 e 5. A camada superficial (camada 1) apresenta uma velocidade de 130 m/s e 3,0 m de espessura. O meio semi-infinito (camada 2) tem uma velocidade de 270 m/s. Verifica-se que não é possível estabelecer uma clara relação entre as frequências de pico e as espessuras das camadas superficiais (camada 1).

As camadas superficiais (camadas 1) de todos os locais apresentam velocidades de propagação das ondas S inferiores a 185 m/s. De acordo com a litologia apresentada no capítulo 2.5, em geral, admite-se que sejam depósitos de piroclastos pomíticos com diferentes densidades. As velocidades das camadas 2 variam entre 200 e 600 m/s. Estas camadas correspondem a depósitos piroclastos pomíticos no caso das velocidades mais baixas, e no caso das velocidades mais elevadas podem indicar que são depósitos de *clinker*. A terceira camada corresponde a escoadas lávicas alteradas unicamente, ou alternadas com depósitos de *clinker* em profundidade. As relações apresentadas anteriormente estão de acordo com a classificação de solos apresenta por Forjaz *et al*. (2001) e Malheiro & Nunes (2007).

Comparando as espessuras obtidas por medição direta efectuada em cortes, cuja localização consta na Figura 5 com os resultados obtidos pela refracção sísmica verificou-se o seguinte. Para a Alagoa, a espessura obtida pela refração foi de 3 m, e através da Figura 5 é apresentada uma espessura a variar entre 2 e 4 m. Para o Observatório foi obtida uma espessura de 3,5 m, não é possível comparar visto que a Figura 5 não apresenta espessuras próximas deste local. Na Ribeira da Conceição a espessura obtida foi de 5 m, enquanto que a espessura observada encontra-se entre os 4 m e os 10 m. O Hotel Faial obteve uma espessura de 1 m enquanto que a espessura observada encontra-se próxima dos 2,3 m. No Campo 2 foi obtida uma espessura de 2,5 m, e a observada varia entre os 0,7 e os 3,6 m. Para a Horta obteve-se uma espessura de 3,5 m e a observada varia entre os 2,3 e os 3,6 m. O Jardim da Igreja Santa Maria Isale apresenta uma espessura de 1,5 m, e a espessura observada é próxima dos 10 m. Neste local, verificou-se que os solos foram alterados, visto que a Igreja que dá o nome a este ponto foi construída recentemente. Admite-se que a primeira camada de solo poderá ser aterro. Na Marina foi obtida uma espessura de 3 m e a espessura observada é próxima de 2,3 m. O campo 1 obteve uma espessura de 3 m e a espessura observada para este local varia entre os 1,14 e os 2,0 m. Note que, para este local, os pontos de onde foram retiradas as espessuras observadas encontram-se distantes do local onde foi realizado o ensaio, o que pode introduzir erros de estimativa.

De um modo geral, as espessuras superficiais obtidas pela refracção sísmica enquadram-se bem nas espessuras medidas diretamente em cortes geológicos.

Para o sismo de 1998, a intensidade máxima foi registada em Ponta da Ribeirinha, tendo diminuído regularmente. Neste sismo são notórios os efeitos de sítio registados em Flamengos e Lombega. Verificou-se que nestes locais as frequências de pico são diferentes, mas ao nível das amplitudes de pico são semelhantes.

***Tabela 6* – Resumo dos parâmetros físicos obtidos por refração sísmica, MASW e ruído ambiental.**

	Local	Frequência de Pico (Hz)	Amplitude de pico (H/V)	Camada 1			Camada 2			Camada 3		
				Vp (m/s)	Vs (m/s)	Esp. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Esp. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Esp. (m)
1	Alagoa	1 - 2	1 - 2	250	150	3,0	1500	250	3,0	3000	475	-
2	Observatório	1 - 2	4 - 5	-	160	3,5	-	260	1,5	-	380	7,5
6	Ribeira da Conceição	1 - 2	6 - 7	-	185	5,0	-	200	-	-	-	-
3	Hotel Faial	1 - 2	4 - 5	200	55	1,0	500	325	-	-	-	-
11	Flamengos 1	2 - 4	4 - 5	230	115	1,5	450	220	3,0	760	270	-
8	Base Militar	4 - 6	10 – 11	200	185	5,0	600	600	-	-	-	-
9	Campo 2	4 - 6	3 - 4	200	90	2,5	450	330	-	-	-	-
10	Horta	4 - 6	3 - 4	180	140	3,5	500	265	8,5	1400	530	-
5	Jardim da Igreja Santa Maria Isale	6 - 8	3 - 4	220	95	1,5	400	255	1,0	500	375	-
12	Flamengos 2	6 - 8	2 - 3	320	165	5,0	450	260	7,5	840	420	-
13	Lombega	6 - 8	5 - 6	150	-	-	590	-	-	800	-	-
4	Marina	8 - 10	2 - 3	250	180	3,0	1500	515	1,0	2800	740	-
7	Campo 1	> 10	4 - 5	200	130	3,0	400	270	-	-	-	-

5. Conclusões

O objectivo deste trabalho foi caracterizar a estrutura sub-superficial da ilha do Faial, recorrendo a métodos geofísicos, nomeadamente, a ensaios de refração sísmica, MASW e ruído ambiental. Foram estimados modelos geofísicos para as 13 localidades apresentadas na Tabela 6, sendo que na mesma tabela são mencionados todos os parâmetros físicos obtidos pelos métodos realizados. Também é apresentada a comparação da estrutura sub-superficial obtida com a litologia do Faial apresentada por Pacheco (2001), e a classificação de solos por Forjaz *et al*. (2001) e Malheiro & Nunes (2007).

Verificou-se que a velocidade das ondas S é variada, estando compreendida entre os 55 e os 185 m/s para as camadas superficiais (camadas 1). Nas camadas 2, entre os 200 e os 600 m/s, e na última camada entre os 270 e os 740 m/s. As espessuras das camadas foram determinadas pela refracção sísmica, obtendo-se espessuras a variar entre 1 e os 5 m para as camadas superficiais. Para as camadas 2 entre 1 e 7,5 m, sendo que nalguns casos corresponde ao meio semi-infinito. As camadas 3 representam o meio semi-infinito. Verificou-se que, quando a espessura da camada superficial aumenta, a velocidade das ondas S também aumenta. O mesmo não acontece para as outras camadas.

As espessuras obtidas foram comparadas com espessuras interpoladas provenientes de medições diretas efectuadas em cortes geológicos, tendo-se verificado boas correlações entre elas.

Baseado na litologia proposta por Pacheco (2001) e a classificação de solos apresentada por Forjaz *et al*. (2001) e Malheiro & Nunes (2007) admite-se que as camadas superficiais são compostas por depósitos de piroclastos, enquanto que na camada 2, as velocidades mais baixas correspondem a depósitos de piroclastos pomíticos, e as velocidades mais elevadas correspondem a depósitos de *clinker*. A última camada corresponde a escoadas lávicas, podendo estar alteradas ou não, ou alternadas por depósitos de *clinker*.

Em relação ao ruído ambiental, chegou-se à conclusão de que a Horta, Flamengos e Lombega apresentam uma grande diversidade de frequências e de amplitudes de pico, o que é justificado pela complexidade litológica da ilha.

Verificou-se também que não é possível relacionar directamente as frequências de pico com as velocidades das ondas S para as camadas superficiais, havendo necessidade de proceder futuramente a modelação.

O sismo de 1998 apresenta uma dispersão constante da intensidade a partir do epicentro. Contudo, foi bastante evidente o registo do fenómeno de efeito de sítio na Lombega e nos Flamengos. De acordo com os resultados obtidos, verificou-se que, para a Lombega e os Flamengos, as frequências de pico são diferentes mas as amplitudes de pico são semelhantes.

Este trabalho visa contribuir para o enriquecimento do conhecimento sobre a litologia da ilha do Faial, de modo a ser utilizado em trabalhos futuros no domínio da Perigosidade sísmica.

6. AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) do Ministério da Ciência, Tecnologia e Ensino Superior (MCTES, Portugal) no âmbito dos projectos SIGMA (PTDC/CTE-GIX/121957/2010) e LTV-SourceMod4PSHA (PTDC/CTE-GIX/101852/2008). Agradece-se ao IPMA pela cedência das instalações da Horta aquando da realização da campanha.

7. REFERÊNCIAS

Agostinho, J. (1936): "Tectónica, sismicidade e vulcanismo das ilhas dos Açores". *Açoreana*, vol.I(1), p. 85–98.

Agostinho, J. (1927): "O terramoto de 31 de Agosto nas ilhas dos Açores". *Labor*, 8, 229-235.

Berthois, L. (1953): "Contribution à l'étude lithologique de l'archipel des Açores". *Com. Serv. Geol. Portugal*, TXXXIV, p. 41-7.

Cas, R. & Wright, J. (1988): "Volcanic successions. Modern and ancient". *Allen & Unwin*, London, 2º Edição, 485 p.

Chovelon, P. (1982): " Évolution volcanotectonique des iles de Fayal et de Pico, Archipel des Açores-Atlantique Nord". Thèse de Docteur 3ème Cycle, l'Université de Paris-Sud, 193 p.

Coutinho, R. (2000): " Elementos para a monitorização sismovulcânica da ilha do Faial (Açores): Caracterização hidrogeológica e avaliação de anomalias de Rn associadas a fenómenos de desgaseificação". Tese de doutoramento, Universidade dos Açores, 342 p.

Forjaz, V.H., J.C. Nunes, J.H.C. Guedes e C.S. Oliveira (2001): "Classificação Geotécnica dos Solos Vulcânicos dos Açores: uma Proposta. In: Associação Portuguesa de Meteorologia e Geofísica (Ed.)", *Actas do II Simpósio de Meteorologia e Geofísica* – Comunicações de Geofísica. Évora; 76-81.

Furtado, J. A. (2010): "Confirmação do modelo da estrutura 3D do Vale Interior do Tejo a partir de dados de ruído sísmico ambiente, tese de mestrado, Universidade de Évora, 136 p.

Gaspar, J.L. & Queiroz, G. (1992): "Morfologia e estrutura interna de escoadas lávicas basálticas". *Doc. VC/INIC 01/02*.

Gaspar, J.L., Ferreira, T., Malheiro, A.M., Coutinho, R., Trota, A., Queiroz, G. (1998); "Avaliação de perigos geológicos na ilha do Faial após o terramoto de 1998:o caso da freguesia da Ribeirinha". *Proc. do 1º Simpósio de Meterologia e Geofísica da APMG*, p. 89-95.

Head, J. W. & Wilson, L. (1989): "Basaltic pyroclastic eruptions: influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows". *J. Volcanol. Geotherm. Res*., 37, p. 261-271.

Kilburn, C.R.J. (2000): "Lava flows and flow fields. In: Encyclopedia of volcanoes (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J., Eds.)". *Academic Press*, San Diego, 1º Edição, 1417 p.

Lobão, C. (1999): " O ano do vulcão: 1957-1958". *Tipografia Telégrafo*, 2ª Ed., Horta, 132 p.

Macdonald, G. (1972): " Volcanoes". *Prentice-Hall Inc*., Englewood Cliffs, N.J., 510 p.

Machado, F. (1982): " Interpretation of ground deformation in the Azores", *Arquipélago*, 3, p. 95-112.

Machado, F. (1959a): "Actividade vulcânica da iilha do Faial (Mai/Ago. 1958)". *Atlântida*, Vol. III, p. 40-55.

Machado, F. (1955): "Alguns aspectos da sismicidade dos Açores". *Bol. Ord. Eng.*, 4, 107, 6 p.

Madeira, J. & Ribeiro, A. (1992): " O regime tectónico dos Açores. *In*: 10 anos após o sismo dos Açores de 1 de Janeiro de 1980 (Oliveira, C., Lucas, A., Guedes, J., Eds.)", LNEC, Vol.1, p. 163-174.

Madeira, J. & Ribeiro, A. (1990): "Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics". *Tectonophysics*, 184, p. 405-415.

Madeira, J. (1998): "Estudos de neotectónica nas ilhas do Faial, Pico e S. Jorge: uma contribuição para o conhecimento geodinâmico da junção tripla dos Açores". Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa, 428 p.

Madeira, J. (1991a): " Neotectónica dos Açores: I – O sistema Pico-Faial (Abstract)". *IIIº Congresso Nacional de Geologia*, Coimbra, 51.

Madeira, J. (1991b): " Neotectónica dos Açores: II – S. Jorge e o sismo de 1/1/80 (Abstract)". *IIIº Congresso Nacional de Geologia*, Coimbra, 52.

Malheiro, A.M. & Nunes , J.C. 2007. "Volcanostratigraphic profiles for the Azores region: a contribution for the EC8 Regulations and the characterization of volcanic rocks geomechanical behaviour. In: A.M. Malheiro e J.C. Nunes (Ed.)". *Proc. of the International Workshop on Volcanic Rocks*, Workshop W2 – 11th Congress ISRM, Ponta Delgada, Azores. Taylor & Francis Group/Balkema, London, UK, pp. 59-64.

Nakamura, Y. (2000): "Clear identification of funtamental ideia of Nakamura's technique and its applications", *12th World Conference on Earthquake Engineering*.

Nakamura, Y. (1989): "A method for dynamic characteristics estimations of surface using microtremors on the ground surface", Quarterly Report, RTRI, Japan , v.30, p. 25-30.

Nazarian, S. & Stokoe, II K.H. (1984).: "In situ shear wave velocity from spectral analysis of surface waves". *Proc. 8th Conf. on Earthquake Engineering, S. Francisco*, vol. 3. Prentice Hall, pp. 31-38.

Pacheco, J. M. (2001): " Processos associados ao desenvolvimento de erupções vulcânicas hidromagmáticas explosivas na ilha do Faial e a sua interpretação numa prespectiva de avaliação do hazard e minimização do risco. Tese de doutoramento, Universidade dos Açores, 330 p.

Park, C.B., R.D. Miller, J. Xia (1999): "Multichannel analysis of surfaces waves". *Geophysics* 64(3), pp. 800-808.

Park, C.B., Xia, J., Miller, R.D. (1998-b): "Imaging dispersion curves of surfaces waves on multichannel record". *68th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys*. Expanded Abstracts, 1377-1380.

Redpath, B. B. (1973): " Seismic Refraction Exploration for Engineering site investigations". *Explosive Excavation Research Laboratory Livermore*, California.

Richart, F.E., Hall, J.R. & Woods, R.D. (1970): "Vibration of soils and foundations". *Prentice-Hall*.

Senos, M.L., M. Silva, P. Teves Costa, M. Escuer (2008): "Sismicidade histórica observada nas ilhas de S. Miguel, Terceira e Faial – Açores". *5º Ass. Luso – Espanhola de Geodesia e Geofísica*, Sevilha.

Serralheiro, A., Matos Alves, C. A., Forjaz, V. H., Rodrigues, B. (1989): "Carta vulcanológica dos Açores – ilha do Faial à escala 1:15000. *Edição do Serviço Regional de Protecção Civil*, Universidade dos Açores e Centro de Vulcanologia do INIC, 4 folhas.

Stokoe, K. H. Ii,Nazarian, S., Rix, G. J., Sanchez-Salinero, I., Sheu, J-C. & Mok, Y-J. (1988): " In situ seismic testing of hard-to-sample soils by surface wave method". *Earthquake Eng. & Soil Dynamics II, Recent Advances in ground-motion evaluation*, ASCE, Park City, pp.264-278.

Tazieff, H. K. (1959): "L'eruption 1957-1958 et la tectonique de Faial (Azores). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 4, p.71-88.

Teves Costa, P., J. Pacheco, M. Escuer, R. Coutinho, V. Zanon, A. Pimentel e U. T. Kueppers (2008): "Utilização de vibrações ambientais na caracterização dinâmica das camadas superficiais na cidade da Horta". "Sismo 1998 - Açores. Uma década depois", Oliveira, C.S., Costa, A., Nunes, J.C. (Eds.), *Ed. do Governo dos Açores e da Sociedade de Promoção e Reabilitação da Habitação e Infra-Estruturas*, S.A., p. 137 - 149.

Walleinstein, N., Gaspar, J. L., Guest, J.E, Duncan, A.M. (1996): "Eruptive styles observed during the 1995 volcanic eruption at Fogo island, Cape Verde (Abstrac). Simpósio internacional "A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde", *Fundação Caloust Gulbenkian*, Lisboa, Setembro.

Xia, J., C.B. Park, R.D. Miller (1999): "Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves". *Geophysics* 64(3), pp. 691-700.

Zbiszewski, G. & Ferreira, O.V. (1959): "Le volcanisme de l'île Fayal et l'eruption du volcan Capelinhos: rapport de la deuxième mission géologique". *Mem. Serv. Geol. Portugal*, nº 4, p. 339-345.

Zbiszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Ferreira, O. V., Assunção, C.T. (1959): "Carta geológica de Portugal à escala 1:25000", folha do Faial. *Publ. Serv. Geol. Portugal*. Notícia explicativa, 25 p.

Análisis de los efectos locales en la ciudad de Almería (España)
Analysis of local effects in the city of Almeria (Spain)

Allés M.[(1)], M. Navarro[(1,2)], F. Vidal[(2)], G. Alguacil[(2)], A. García-Jerez[(1,2)] y T. Enomoto[(3)]
[(1)] Departamento de Química y Física, Universidad de Almería, La Cañada, 04120, Almería (España) loloalles@yahoo.es; mnavarro@ual.es; agjerez@ugr.es
[(2)] Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, 18071, Granada (España) fvidal@ugr.es; alguacil@ugr.es
[(3)] Department of Building Engineering, University of Kanagawa, Yokohama (Japón). *enomot01@kanagawa-u.ac.jp*

SUMMARY

The city of Almeria is located in one of the most seismically active areas of Spain, where damage of historical earthquakes show possible site effects in the city. To perform an analysis of local effects we have used acceleration records of 34 earthquakes occurred between 2008 and 2012, with magnitude Mw from 2.4 to 4.5 and epicentral distance of 5-33 km, obtained at 5 seismic stations in the city. The ground amplification factors were determined using the reference station method (SSR) and the H/V spectral ratio method (HVSR). In general, the spectral amplification factors here obtained are ranging between 2 and 4 at frequencies below 2 Hz. The predominant periods of soils calculated from H/V spectral ratio from acceleration and ambient noise records are mutually consistent. On the other hand, we have calculated the characteristic engineering parameters of ground motion: PGA, PGV, AI, SI, velocity response spectra SV and energy input spectra IES, in order to assess instrumental intensity differences among sites.

1. INTRODUCCIÓN

Es bien sabido que la geología superficial juega un papel relevante en las características del movimiento del terreno que afectan al grado de daño en los edificios y otras construcciones. Estas diferencias se han podido observar en zonas urbanas afectadas por grandes terremotos (p.e. Colima, México, 2003; Sichuan, China, 2008; Maule, Chile, 2010), sino también por eventos sísmicos moderados (p.e. Argelia, 2003; Al Hoceima, Marruecos, 2004; L'Aquila, Italia, 2009; Christchurch, Nueva Zelanda, 2011) y por sismos más pequeños (p.e. Umbro-Marchese, Italia, 1997; Atenas, Grecia, 1999; Molisse, Italia, 2002, o los del sureste de España en Adra 1994, Mula 1999, Bullas 2002, La Paca 2005 o Lorca 2011. Esta influencia de la geología superficial en la amplificación local de la sacudida sísmica es lo que se denomina como efecto de sitio.

Los efectos de sitio explican en muchos casos las intensidades diferentes alcanzadas en sitios a distancias similares a la fuente, como ocurre en el caso de áreas urbanas no muy grandes, o el por qué las amplificaciones del movimiento del suelo en bandas estrechas de frecuencia pueden tener efectos graves en el grado y la distribución espacial de los daños en las construcciones de tipología similar pero de comportamiento sísmico diferente.

En el SE de España tenemos ejemplos recientes de efectos graves por fenómenos de amplificación local en los últimos terremotos de Berja en Diciembre de 1993 y Adra en Enero de 1994 (Navarro *et al.*, 2007); el terremoto de Mula de febrero de 1999 (Navarro *et al.*, 2000); o en los de Lorca de Mayo de 2011(Alguacil *et al.,* 2013; Navarro *et al.,* 2013).

Por tanto, la caracterización del movimiento probable del suelo en áreas urbanas debido a futuros terremotos es fundamental para el cálculo de la peligrosidad sísmica, el diseño de estructuras sismorresistentes y la gestión y reducción del riesgo sísmico. Los factores fundamentales que controlan este movimiento son la magnitud, la distancia (a través de leyes de atenuación) y el efecto local o de sitio.

La atenuación de los parámetros característicos del movimiento del suelo es dependiente de la zona y debe estudiarse de forma regionalizada. Pero los registros en áreas urbanas en España son escasos y por ello se han abordado pocos estudios de este tipo, generalmente se han hecho para elaborar mapas de peligrosidad sísmica de carácter regional.

En este trabajo se analizan acelerogramas correspondientes a una serie de terremotos situados en el golfo de Almería y relacionados con la falla Serrata-Carboneras (en la que han ocurrido terremotos relevantes como p.e. los de 1487 y 1522) y otros al S de Adra (con terremotos relevantes como p.e. el 1910 o los recientes de 1994). Se han calculado los valores pico para diferentes parámetros de movimiento del suelo como: aceleración pico del suelo (PGA), velocidad pico del suelo (PGV), intensidad de Arias (AI), intensidad espectral (SI) y aceleración típica o eficaz (a_{RMS}). Además, se ha realizado un estudio de la respuesta de sitio utilizando los métodos de la estación de referencia (SSR) y el de las razones espectrales entre la componente horizontal y vertical de los registros de aceleración en un mismo sitio (HVSR).

2. CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

La ciudad de Almería se encuentra localizada en el SE de España (Figura 1), perteneciente a la parte oriental de las Cordilleras Béticas. Las Béticas constituyen la parte más septentrional de la región de Alborán, un dominio tectónico ubicado en la parte occidental del cinturón orogénico alpino. Este dominio (formado por Las Béticas, mar de Alborán y Rif) ha experimentado una compleja deformación continental neógena distribuida sobre una amplia zona de más de 500 km de ancho (Calvert *et al.*, 2000), que explica la sismicidad difusa reciente.

La parte oriental de las Cordilleras Béticas está caracterizada por frecuentes terremotos de magnitud pequeña y moderada (generalmente menor que 5.5), y por terremotos inusuales de magnitud moderada-alta (Vidal, 1986). Aunque la mayor parte de esta actividad se produce a poca profundidad (h <40 km), existe un número importante de focos de profundidad intermedia (40 <h <150 km) y sólo unos pocos eventos raros muy profundos (≈ 630 km) (Vidal, 1986; Morales *et al,* 1997; Benito *et al.,* 2010).

La sismicidad histórica del SE de España está mejor evaluada a partir del siglo XV (Vidal, 1986; Vidal & Castillo, 1993). Destacan los sismos destructores de 1431, 1522, 1680, 1829 y 1884 que alcanzaron una intensidad I ≥ IX (escala EMS). En zonas próximas a Almería, además del sismo de 1522 (Golfo de Almería), destacan con intensidad $I_{EMS} \geq$ VIII los de 1487 (Almería), 1518 (Vera), 1658 (Almería), 1674 (Lorca), y 1804 (Adra). Todo ello pone de manifiesto que la zona sísmica del SE sea considerada la más peligrosa de España, según el código sísmico español NCSE-02.

El interés por caracterizar mejor la peligrosidad sísmica de la ciudad teniendo en cuenta la influencia del suelo ya fue manifestado en trabajos anteriores, como p.e. Navarro *et al.,* 2001; Benito *et al.,* (2010) o Gaspar-Escribano *et al.,* (2010).

Durante las últimas décadas se han propuesto diferentes tipos de métodos empíricos para estimar la dependencia del efecto de sitio de las condiciones geológicas superficiales en zonas urbanas. En Almería, un primer paso fue realizar una microzonificación geológica basada en la identificación geológica y geotécnica de los materiales superficiales, su distribución geográfica y las condiciones morfológicas (Matsuda *et al.*, 1998; Navarro *et al.*,

2001). Para la determinación de las propiedades físicas de cada sitio se integraron datos tectónicos, edafológicos, geomorfológicos, geotécnicos y geofísicos.

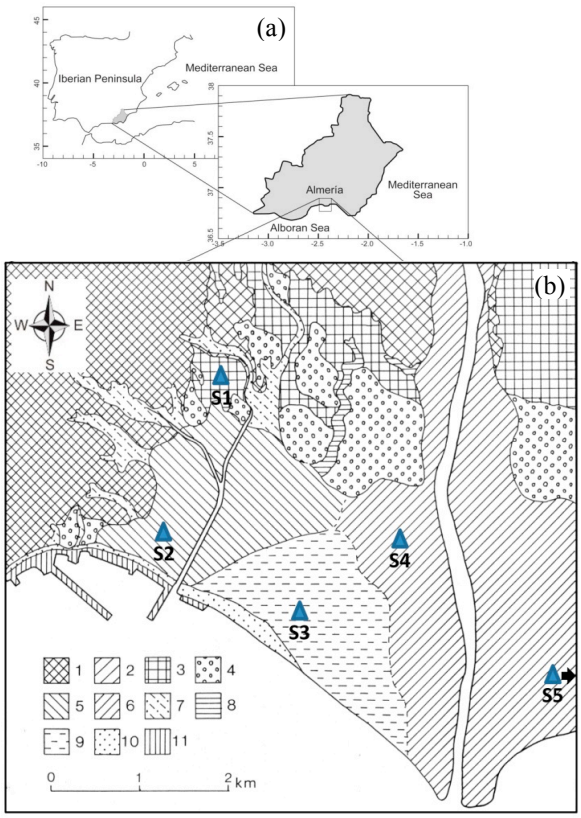


Figura 1* – Cartografía geológica de la ciudad de Almería y descripción de los tipos de suelo. 1 Montaña; 2 Colina con fuerte pendiente; 3 Colina con suave pendiente; 4 Abanico aluvial del Plistoceno; 5 Abanico aluvial del Holoceno I; 6 Abanico aluvial del Holoceno II; 7 Valle plano; 8 Valle plano II; 9 Llanura sometida a inundaciones; 10 Tierras bajas costeras; 11 Terreno de relleno artificial. Los triángulos muestran la localización de los acelerómetros.** ***(Geological cartography of Almería city and description of the soil types. 1 Mountain; 2 Hill with steep slope; 3 Hill with gentle slope; 4 Pleistocene alluvial fan; 5 Holocene alluvial fan I; 6 Holocene alluvial fan II; 7 Valley flat I; 8 Valley flat II; 9 Flood plain; 10 Coastal Lowland; 11 Reclaimed land. Triangles shown the location of the accelerometer sites.)

En la Figura 1 se muestra un mapa de clasificación del terreno formado por 11 tipologías diferentes, comprendidas entre terrenos montañosos formados por rocas Pre-Pliocenas y tierras bajas costeras formadas por depósitos del Holoceno (arenas, arcillas y limos). Las curvas de nivel indicaron la presencia de dos abanicos aluviales importantes: el de la rambla de Belén y el del río Andarax, abanicos aluviales del Holoceno I y II (códigos 5 y 6 en la Figura 1) respectivamente. El primer abanico se extiende desde un punto con altura de unos 50m hasta la costa con una pendiente media de ~ 25 $^{0}/_{00}$. El segundo abanico (más grande que el primero) se extiende desde un punto con altura de unos 40m hasta la costa con una inclinación más suave de ~ 11 $^{0}/_{00}$. La zona de Ciudad Jardín está en tierras bajas (junto al mar) formadas por la superposición de los dos abanicos aluviales que según los cortes geológicos es la zona urbana con mayor espesor de sedimentos.

Las microzonificación geológica mostrada en la Figura 1 sirve como punto de partida en la aplicación de procedimientos experimentales con el fin de determinar las características de la respuesta de sitio basándose en la medida del movimiento sísmico del terreno en diferentes sitios.

2.1 Estructura V_{S30} del terreno.

Desde su introducción en los trabajos de Aki (1957), las medidas de ruido ambiental utilizando una red de sensores (*array*) se han popularizado y han demostrado su utilidad para la obtención de los parámetros elásticos que caracterizan la estructura superficial del terreno en zonas del S de España (p.e. García-Jerez *et al.*, 2007, 2008; Navarro *et al.*, 2008, 2010, 2013).

La determinación de la estructura superficial del terreno en puntos próximos a los emplazamientos de los acelerómetros instalados en Almería se realizó a partir de medidas de ruido ambiental, usando un equipo portátil de registro de vibración ambiental SPC-51 fabricado por la empresa japonesa Tokyo Sokushin Co., formado por un sistema de adquisición, sensores de velocidad VSE-15D con respuesta plana entre 0.1 y 70Hz y rango dinámico entre $15x10^{-8}$ y 0.1m/s, conversión analógica digital de 16 bit y frecuencia de muestreo variable, el cual permite realizar registros simultáneos en 6 canales.

El método utilizado es el de Autocorrelación Espacial (SPAC), el cual supone que el ruido ambiental está generado por fuentes lejanas y está compuesto por ondas superficiales y que existe un modo claramente predominante para cada frecuencia y para cada tipo de onda (Rayleigh y Love). En nuestro caso, se han realizado medidas simultáneas de ruido ambiental utilizando 6 sensores de velocidad VSE-15D de componente vertical distribuidos 5 simétricamente a lo largo de una circunferencia de radio R y un sexto sensor situado en el centro.

Los registros de las 6 estaciones han sido tratados utilizando la variante "tradicional" del método SPAC (Aki, 1957). Todas las señales han sido ventaneadas a intervalos de 20 s con un solapamiento del 80% y pasadas al dominio de la frecuencia mediante la transformada Discreta de Fourier (DFT). Los espectros complejos son promediados para las estaciones sobre la circunferencia y divididos por el correspondiente a la estación central. El resultado es el coeficiente de autocorrelación espacial ρ(R,ω), definido a partir de la expresión:

$$\rho(R,\omega) \equiv \frac{W_0(R,\omega)}{W_0(0,\omega)} = J_0(k_R(\omega)R) \qquad (1)$$

donde $W_0(R,\omega)$ representa el promedio acimutal de los registros verticales, en el dominio de la frecuencia, a lo largo de una circunferencia de radio R; $W_0(0,\omega)$ es el mismo parámetro en la estación central; $J_0(k_R(\omega)R)$ es la función de Bessel de orden 0 y $k_R(\omega)$ es el número de onda. La estabilidad de $\rho(R,\omega)$ ha sido comprobada para las distintas ventanas temporales, descartando aquellas que presentan alteraciones claras, y promediando sobre el resto. La velocidad de fase de las ondas Rayleigh $c(f)$ se relaciona con $\rho(R,\omega)$ y se calcula a partir de la expresión:

$$c_R(\omega) = \omega / k_R(\omega) \qquad (2)$$

Para obtener un amplio rango de períodos en la curva de dispersión de las ondas Rayleigh registradas, se utilizaron diferentes radios comprendidos entre 1.5 y 40m. El tiempo de grabación fue de 30 minutos y la señal se muestreó a 100 Hz.

Los modelos de velocidad de cizalla se determinaron a partir de la inversión estocástica de la curva de dispersión observada, usando como modelo inicial de partida el construido a partir de la información geotécnica obtenida en el área de estudio y del método λ/3 (Tokimatsu, 1997).

Se han utilizado modelos de n capas plano-paralelas, y se ha invertido tanto la velocidad de fase de las ondas Rg como el espesor de las capas. El rango de la curva de dispersión (Figura 2) nos ha permitido obtener un modelo de velocidad de cizalla hasta una profundidad superior a 30 m más un semiespacio (Figura 3).

La comparación entre la curva de dispersión observada y la curva de dispersión teórica obtenida a partir del modelo de velocidad calculado en cada caso muestra que el modelo calculado se ajusta a las condiciones reales del suelo analizado. Finalmente, el modelo promedio de velocidad de las ondas de cizalla hasta una profundidad de 30 m (V_{S30}) se ha calculado con la expresión:

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{v_i}} \qquad (2)$$

donde h_i y v_i representan el espesor (en m) y la velocidad de ondas de cizalla (m/s) de cada capa respectivamente, por encima de los 30 primeros metros de profundidad.

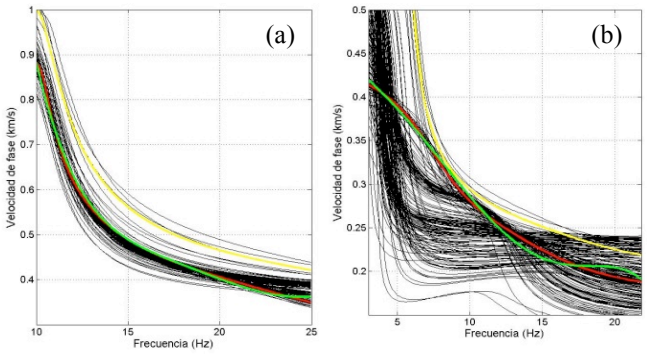


Figura 2 – Ejemplos de* curvas de dispersión en dos estaciones: a) IGN (S1); b) Ciudad Jardin (S3). Colores amarillo, verde y rojo representan las curvas de dispersión de los modelos inicial, observado y teórico.** ***(Dispersión curves of two sites. Yellow, Green and red colours correspond to dispersión curves of starting, observed and theoretical models).

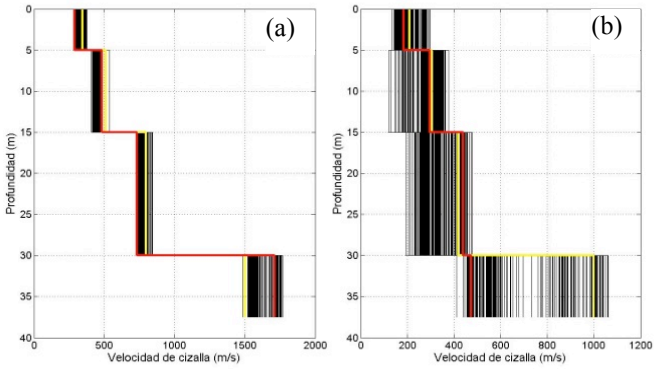


Figura 3* – Modelos de estructura de velocidad V_S en los sitios de las estaciones de: a) IGN b) Ciudad Jardin.** ***(Vs velocity structure models of the sites a) IGN (S1) b) Ciudad Jardin (S3)).

Los valores de V_{S30} obtenidos en los emplazamientos de cada estación acelerométrica se han recogidos en la Tabla 1.

Tabla 1* – Valores V_{S30} en cada sitio obtenidos con SPAC.** ***(V_{S30} values for each station site from SPAC method).

Simbolo (Estación)	Tipo de terreno	V_{S30} (m/s)
S1 (IGN)	Colina pendiente suave	513
S2 (Compañía de María)	Aluvial del Holoceno I	490
S3 (Ciudad Jardín)	Planicie de inundación	317
S4 (Estadio Juegos Mediterráneo)	Planicie de inundación	493
S5 (Universidad)	Aluvial del Holoceno II	313

2.2 Períodos predominantes del suelo.

El período predominante del suelo se ha determinado a partir del método de la razón espectral H/V de registros de ruido ambiental, método introducido por Nogoshi e Igarashi (1971) y Nakamura (1989). La hipótesis fundamental consiste en suponer que este cociente presenta un máximo absoluto para la frecuencia a la que el suelo ejerce las mayores amplificaciones del movimiento sísmico.

El tiempo de grabación para las medidas de H/V fue de 10 minutos con una frecuencia de muestreo de 100 Hz, evitando en lo posible ruidos transitorios debidos a fuentes puntuales cercanas, como maquinaria, coches o viandantes. El análisis de los registros se realizó dividiendo estos en un conjunto de ventanas de 20.48 s, con un solapamiento de 2.56 s, y calculando el espectro de amplitud para cada componente.

El cociente espectral H/V se calculó independientemente de dos formas: mediante su cálculo en todos los intervalos temporales y se representó en un diagrama dependiente del tiempo, así como con el programa Geopsy (Wathelet, 2007). Las razones espectrales H/V se promediaron para las zonas de buena calidad del registro, considerando como componente horizontal la media geométrica de las componentes NS y EW. Se comprobó la estabilidad del pico de la razón H/V. El período fundamental (correspondiente a H/V con máxima amplitud) se identificó claramente y se ha representado en la Figura 4.

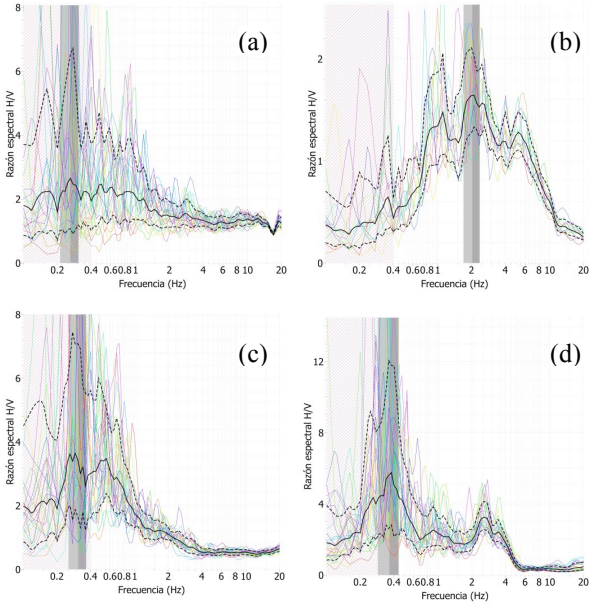


Figura 4* – Ejemplos de razón espectral H/V de registros de ruido ambiental. (a) IGN (S1); (b) Ciudad Jardín (S3); (c) Estadio (S4); (d) Universidad (S5)** ***(Examples of spectral ratio H/V of microtremor measurements)

3. DATOS INICIALES

Se seleccionaron terremotos significativos de la zona de estudio en un periodo de tiempo que abarca desde 2008 hasta la 2012. Inicialmente se eligieron 77 terremotos diferentes, registrados en 5 estaciones sísmicas, de los cuales se han descartado aquellos con magnitud M < 2.4, exceptuando 2 terremotos que se produjeron a poca distancia de las estaciones. De los 161 registros iniciales, se han utilizado 109 registros pertenecientes a 34 terremotos. En la Tabla 2 se muestran las estaciones usadas y el número de registros que corresponden a cada estación. Las estaciones pertenecen al Instituto Geográfico (S1, equipo GEOSIG GSR-24) y a la Universidad de Almería (S2 a S5, Kinemetrics ETNA).

La mayoría de los sismos seleccionados ocurrieron en el 2010, año en el que se produjeron tres series sísmicas en la zona: la primera del 4 al 12 de Julio con epicentros frente a la costa de la ciudad de Almería y las otras dos ocurridas del 5 al 12 de Octubre y entre el 2 y el 8 de Noviembre, con epicentros frente a la costa de Adra y El Ejido respectivamente.

Tabla 2 – Estaciones de Almería y número de registros usados. ***(Almeria Stations and number of seismic records)***

Estación (símbolo)	Latitud	Longitud	Nº de registros
IGN (**S1**)	36,8526	-2,4594	5
Compañía de María (**S2**)	36,8403	-2,4607	16
Ciudad Jardín (**S3**)	36,8320	-2,4524	25
Estadio de los Juegos Mediterráneos (**S4**)	36,8384	-2,4389	29
Universidad (**S5**)	36,8290	-2,4056	34

4. METODOLOGÍA

Para calcular los parámetros del movimiento fuerte del suelo se usaron los acelerogramas de los sismos seleccionados y se aplicó la metodología desarrollada por Alguacil y Vidal (2012) mediante rutinas en Matlab. Estos parámetros permiten apreciar diferencias entre sitios del movimiento del suelo.

Los parámetros cinemáticos y energéticos analizados son los siguientes: Aceleración Pico (PGA), Velocidad Pico (PGV), Intensidad de Arias (AI), Intensidad Espectral (SI) Aceleración eficaz (a_{RMS}). También se calcularon dos parámetros espectrales importantes: los espectros de Respuesta de Velocidad (SV) y del Input de Energía (IES).

Fundamentalmente, el análisis de los efectos de sitio se ha hecho a partir de los registros de aceleración utilizando dos métodos con programas desarrollados en Matlab. El primero es el método de la estación de referencia (o *standard spectral ratio* SSR), introducido por Borcherdt (1970), que consiste en tomar una estación de referencia situada en terreno muy duro o en roca (sin efecto de sitio), la cual se considera que es la señal en el basamento. Esta estación tiene, por lo general, una velocidad V_{S30} grande y se realiza la razón espectral con los espectros de los registros obtenidos en los restantes sitios de estudio (p.e. Darragh y Shakal, 1991; Margheriti *et al.*, 1994; Steidl *et al.*, 1996).

El método se basa en considerar que un sismograma puede expresarse como una convolución de varios términos:

$$A_{ij}(f) = S_i(f)P_{ij}(f)G_j(f)I_j(f) \quad (3)$$

donde $S_i(f)$ es el término de fuente del evento *i*, $P_{ij}(f)$ es el término de trayectoria entre la estación *j* y el evento *i*, $G_j(f)$ representa el término de efecto de sitio de la estación *j* e $I_j(f)$ es el término de respuesta instrumental de la estación *j*. Si tomamos una segunda estación *k* y dividimos los espectros de aceleración de ambas estaciones para el mismo evento, $A_{ij}(f)$ y $A_{ik}(f)$, podemos obtener la relación espectral entre ambas estaciones.

Considerando, además, que dicha razón espectral se toma para un mismo evento (por lo que tienen el mismo $S_i(f)$), que la influencia de la respuesta instrumental se elimina al reducir los datos (desapareciendo el término $I_x(f)$) y que la separación entre estaciones es mucho menor que la distancia hipocentral ($P_{ij}(f)/P_{ik}(f) \approx 1$) obtendríamos directamente la razón espectral. En nuestro caso se ha realizado una corrección por expansión geométrica (ya que el factor de atenuación anelástica es menos importante para el rango de distancias utilizado) que consiste en multiplicar el espectro de aceleración de la señal por la distancia hipocentral correspondiente. Se obtiene, de ese modo, la siguiente fórmula:

$$\frac{G_{ij}(f)}{G_{ir}(f)} = \frac{A_{ij}\left(R_{ij}, f\right).R_{ij}}{A_{ir}(R_{ir}, f).R_{ir}} \quad (4)$$

donde A_{ij} es la amplitud espectral de la estación *j* para un evento determinado, G_{ij} el efecto de sitio en dicha estación y R_{ij} la distancia desde la estación *j* al hipocentro del terremoto *i* considerado.

Si consideramos que en la estación de referencia no hay efecto de sitio ($G_{ir}=1$), entonces podemos determinar el efecto de sitio en la estación en suelo blando G_{ij}, operación equivalente a "trasladar" la estación a la misma distancia que está la estación de referencia. El promedio de los G_{ij}, es la estimación del efecto de sitio en la estación *j*.

Para aplicar este método, primero se seleccionaron 5 terremotos que tenían buenos registros en la estación de roca y en las otras estaciones y se seleccionó una ventana de ondas S (típicamente entre 5 y 10 s, por ser sismos pequeños) y se calcularon los espectros de aceleración. Se seleccionaron las ondas S por ser las más energéticas y poder analizarse mejor los efectos locales.

En segundo lugar se obtuvieron para cada sismo 3 espectros en cada estación: uno de la componente vertical (Z) y dos de las componentes horizontales (EW y NS), obteniéndose el espectro de la componente horizontal a partir de la composición de los dos espectros horizontales.

En tercer lugar se obtuvo la respuesta de sitio en cada una de las estaciones en suelo blando por medio de la razón entre el espectro en esa estación y el de la estación de referencia para cada uno de los terremotos elegidos, tal como se ha explicado anteriormente.

El segundo método utilizado para obtener la respuesta de sitio en una estación sísmica es el de las razones espectrales entre la componente horizontal y vertical en un mismo sitio utilizando acelerogramas (HVSR). Este método, introducido por Lermo y Chaves (1993), consiste principalmente en el uso del método de Nakamura, pero utilizando los datos sísmicos (las ondas S) y no los datos de ruido ambiental.

Una estima del efecto de sitio S_E con este método es:

$$S_E = \frac{H_S}{H_B} \quad (5)$$

donde H_S y H_B son los espectros de amplitud de las componentes horizontal en la superficie y en el basamento, respectivamente.

Para compensar S_E por el efecto de la fuente, se calcula una función modificada de efecto de sitio:

$$S_M = \frac{H_S / V_S}{H_B / V_B} \quad (6)$$

Donde V_S y V_B son los espectros de amplitud de las componentes verticales en la superficie y en el basamento.

Si se asume que $H_B \approx V_S$ (propiedad que Nakamura comprobó con registros en pozos) la relación $H_B/V_B \approx 1$. Entonces S_M se puede escribir como:

$$S_M = \frac{H_S}{V_S} \quad (7)$$

Como ya teníamos calculados los espectros de aceleración de las tres componentes en todas las estaciones, se calcularon las razones H/V, una vez obtenido H_S como media aritmética de los espectros de las dos componentes horizontales (EW y NS).

5. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los valores estimados de los parámetros del movimiento del suelo están dentro de lo esperado para terremotos de esta magnitud. En la Tabla 3 podemos ver una selección de dichos resultados.

Los mayores valores de PGA y PGV se obtienen siempre en el sitio S5 (Universidad de Almería) seguida del S3 (Ciudad Jardín). El resto de parámetros muestra la misma tendencia con diferencias aún mayores.

Los valores más pequeños de los parámetros calculados se dan en el sitio S4 (Estadio de Juegos Mediterráneos) y son similares a los del sitio S1 (IGN) para los sismos de mayor magnitud, mientras que para los sismos más pequeños (Mw<3.9) el sitio S2 (Compañía de María) tiene valores similares a S4 (Estadio) y S1. Esta similitud en los valores calculados se interpreta debido a que los valores de V_{S30} en las estaciones S1, S2 y S4 son altos y parecidos entre sí (Tabla 1).

La figura 5 muestra un ejemplo de los de los registros de aceleración correspondientes al terremoto de magnitud M_W = 3.9 ocurrido el 06/07/2010 a las 14:45 (Tabla 3) y algunos parámetros calculados.

Los resultados de las razones espectrales individuales estimadas con el método SRR presentan una gran dispersión. Para obtener una estimación más estable, se obtuvo la media geométrica de todas las razones y se representó la relación H_S/H_R,. En la Figura 6 se representan valores medios junto a los valores de cada terremoto individual.

Tabla 3* –Valores de parámetros de movimiento del suelo de cinco eventos. *(Values of ground motion parameters for five events).

Evento	Archivo	Estación	M_W	D (km)	PGA (cm/s^2)	PGV (cm/s)		SI (cm/s)	a_{RMS} (cm/s^2)
05/07/2010 10:41	ALM_20100705_104116	S1	4.3	32.83	3.26	0.10	0.023	0.105	1.045
	AX131	S4		30.63	2.59	0.06	0.018	0.076	0.707
	CY426	S5		28.59		0.60	0.217	0.694	2.317
	PM001	S3		30.49	3.87	0.09	0.051	0.102	1.232
06/07/2010 14:45	ALM_20100706_144530	S1	3.9	31.95	5.90	0.22	0.035	0.261	1.577
	AY004	S4		29.93	5.62	0.20	0.032	0.221	1.007
	CZ130	S5		29.15	30.56	1.33	0.884	1.594	6.243
	PM004	S3		29.57	9.85	0.33	0.081	0.378	1.567
04/11/2010 12:02	ALM_20101104_120206	S1	4.1	24.92	4.52	0.12	0.042	0.137	1.420
	AZ163	S4		25.22	4.12	0.11	0.032	0.143	1.208
	DA5640	S5		26.97	12.26	0.37	0.182	0.417	2.527
	FA7029	S2		23.92	3.66	0.14	0.031	0.151	1.239
	PN031	S3		23.87	6.59	0.24	0.089	0.274	2.048
12/10/2010 07:20	ALM_20101012_072100	S1	3.5	26.07	1.86	0.05	0.009	0.05	0.71
	AZ143	S4		26.35	1.67	0.04	0.006	0.04	0.59
	DA4886	S5		28.07	3.88	0.10	0.03	0.11	1.07
	FA5233	S2		25.06	1.46	0.04	0.006	0.045	0.57
	PN024	S3		25.00	2.97	0.07	0.018	0.076	0.99
04/11/2010 05:10	ALM_20101104_051025	S1	3,6	25.20	3.46	0.08	0.013	0.09	0.87
	AZ161	S4		25.51	2.50	0.07	0.005	0.09	0.50
	DA5624	S5		27.27	7.24	0.24	0.046	0.26	1.33
	FA6976	S2		24.19	2.24	0.07	0.006	0.08	0.57
	PN029	S3		24.15	3.12	0.11	0.018	0.12	1.00

M_W: Magnitud momento; ***D***: Distancia epicentral; ***PGA***: Aceleración pico***;*** ***PGV***: Velocidad pico;
AI: Intensidad de Arias; ***SI***: Intensidad espectral; ***a_{RMS}***: Aceleración eficaz

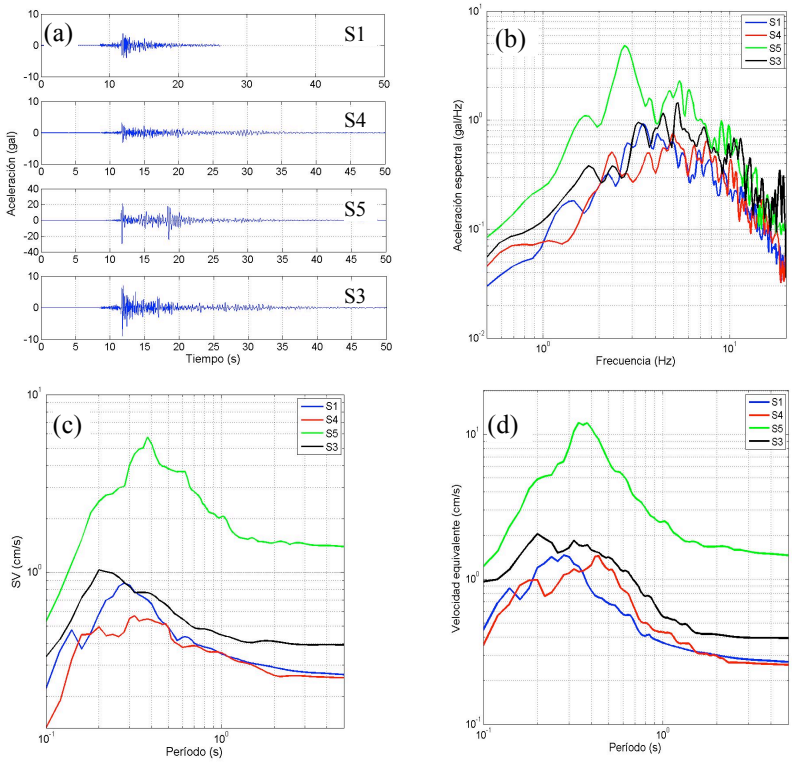


Figura 5 – Ejemplos de parámetros calculados correspondientes al terremoto de magnitud M_W = 3.9 ocurrido el 06/07/2010 a las 14:45 (Tabla 3). (a) Registros de aceleración; (b) Espectros de aceleración; (c) Espectro de respuesta de velocidad; (d) Espectro de input de energía. (Examples of calculated parameters for the earthquake with magnitude *M_W = 3.9 occurred on 06/07/2010 at 14:45 (Table 3). (a)) Acceleration Records; (b) spectral acceleration; (c) Velocity response spectra; (d) Input energy spectra.*

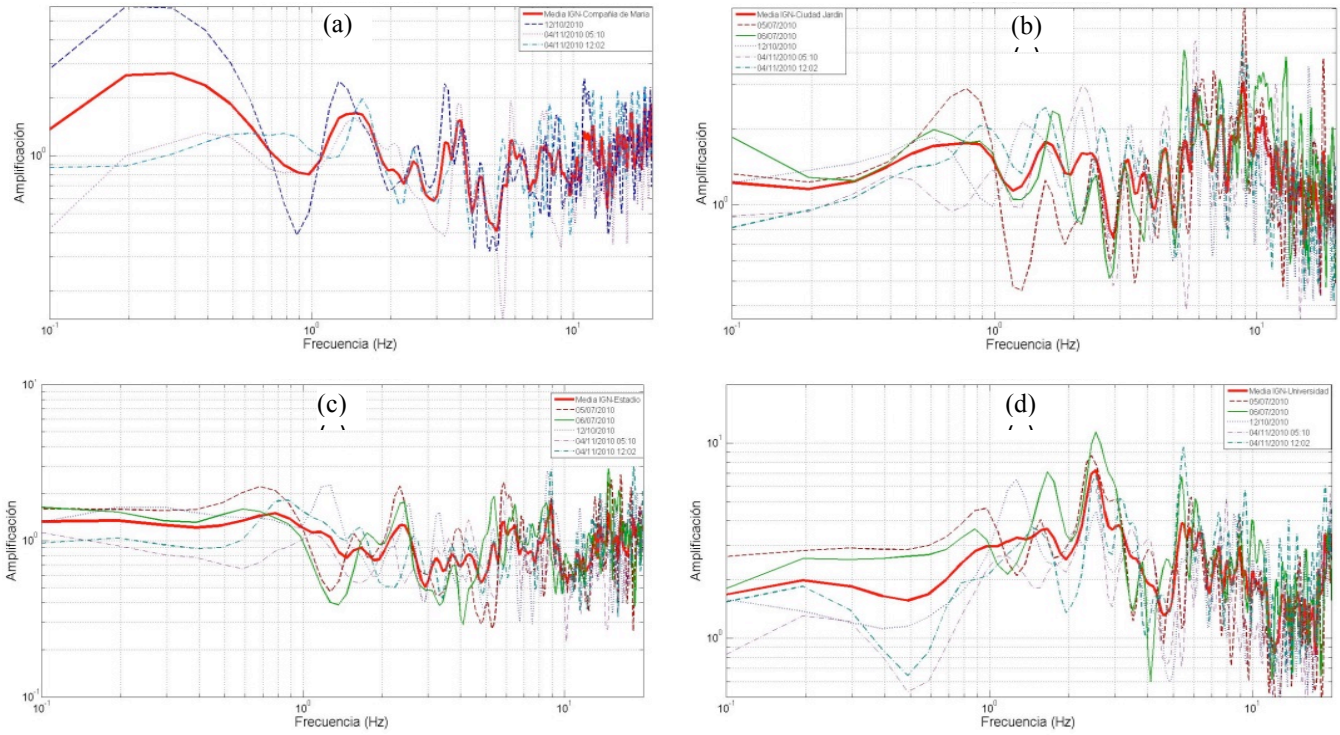


Figura 6* – Razones Hs/Hr medias e individuales para varios eventos seleccionados en varias estaciones: a) S2. b) S3. c) S4. d) S5 . (*Average and individual Hs/Hr ratios for several selected events in several stations: a) S2. b) S3. c) S4. d) S5).

Los resultados obtenidos del análisis de los efectos de sitio en cada estación a partir de la razón H/V de registros de aceleración se muestran en la Figura 7. Se han comparado las razones espectrales H/V de todas las estaciones usadas en el estudio, destacando que la estación de la Universidad (S5) es la que tienen mayor amplificación, lo que está en concordancia con los valores obtenidos de los parámetros del movimiento del suelo en los diferentes sitios. Para el sitio S1 (estación IGN), los efectos de sitio se muestran en el rango de frecuencias de 0.5 a 5.5 Hz.

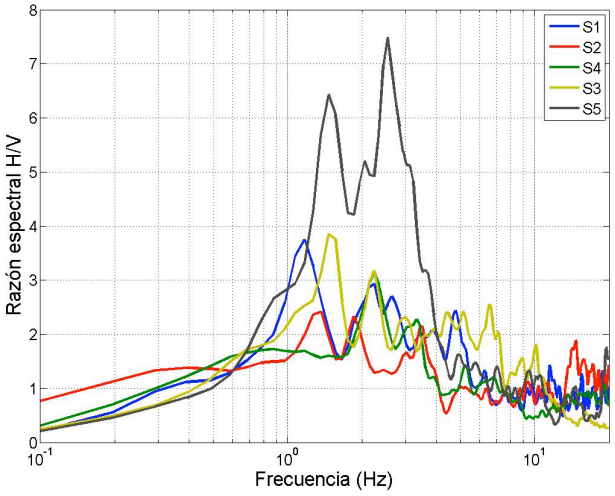


Figura 7* – Comparación de razón espectral H/V con acelerogramas para todas las estaciones *(Comparison of spectral ratio H/V from accelerograms for all the seismic stations).

Finalmente, los resultados H/V obtenidos con acelerogramas se compararon con los que se calcularon en Almería utilizando ruido ambiental (método de Nakamura) y cuyos resultados se muestran en la Figura 7 para los sitios de las diferentes estaciones.

Los valores obtenidos para los parámetros de movimiento fuerte del suelo muestran diferencias significativas para los sitios S5 y S3 (con V_{S30} de 313 y 317m/s, respectivamente) con respecto a resto de sitios analizados, los cuales tienen valores $V_{S30} \geq 490$ m/s.

Las razones espectrales H/V obtenidas con sismos indican claramente efectos de sitio en la estación S1 tomada como referencia (IGN). Este resultado nos indica que la elección de la estación S1 como estación de referencia puede que no haya sido acertada al no estar sobre roca dura, lo que hace que los resultados obtenidos con el método SSR no sean concluyentes.

El método HVSR con terremotos es una buena aproximación a la respuesta de sitio en los cinco sitios analizados. El uso de un mayor número de registros de sismos dará una mayor fiabilidad a estos resultados. Las razones espectrales H/V de los sitios analizados (Figura 7) muestran la diferente respuesta sísmica del terreno entre ellos, sobre todo entre la estación S5 (Universidad) y el resto, diferencia apreciable no solo en los valores máximos que tiene, sino también en el ancho del rango de frecuencias en el que se produce la amplificación. Las amplificaciones se dan en bandas del espectro diferentes en función del tipo de suelo bajo cada estación y está en consonancia con los valores de V_{S30} obtenidos, mostrando diferencias mayores en la respuesta cuanto mayor es la diferencia de valores de V_{S30}.

Al comparar los resultados de H/V calculados con sismos, con los obtenidos a partir de medidas de ruido ambiental (Figura 8), observamos que en algunos casos los rangos de las frecuencias dominantes son diferentes. Esta diferencia puede deberse al uso de tiempos de registro de ruido ambiental demasiado cortos o a haber usado un número insuficiente de terremotos para calcular la razón H/V. Es conocido que la técnica de H/V con ruido ambiental tiende a identificar correctamente los periodos predominantes, pero no la amplificación (p.e. Atakan *et al,* 2004). Esto pone de manifiesto que son necesarios una gran cantidad de datos para que ambas técnicas puedan ser equiparables.

6. CONCLUSIONES

Los valores de parámetros de clave del movimiento del suelo (PGA, PGV, intensidad Arias (AI), intensidad espectral (SI), aceleración eficaz $a_{RMS,}$ y espectros de respuesta de aceleración, de velocidad y de energía de entrada) de 161 acelerogramas

registrados en 5 estaciones de Almería, correspondientes a terremotos del mar de Alborán (zonas del Golfo de Almería y frente a las costas de Adra y El Ejido) ha permitido detectar las diferencias entre dichos sitios en cuanto amplificación.

Los sitios S5 (Universidad) y S3 (Ciudad Jardín) tienen valores de amplificación mayores que el resto de sitios. Estos resultados están fuertemente correlacionados con los valores de V_{S30}.

Las razones espectrales H/V indican que el sitio S1 (IGN) tiene efectos de sitio, lo que la invalida como estación de referencia. Esto obliga a instalar una estación en roca y comprobar antes si tiene efecto de sitio apreciable para poder usar el método SSR.

Los resultados obtenidos usando la razón espectral H/V muestran características relevantes de la respuesta de sitio en cada emplazamiento analizado, al menos para sismos pequeños y moderados, aunque estos resultados deben corroborarse con un mayor número de registros de sismos.

Los resultados de H/V con sismos son coherentes con los valores obtenidos de parámetros de clave del movimiento del suelo de un gran número de terremotos pequeños y también con los valores de V_{S30} y, por tanto, con el tipo de suelo bajo los sitios analizados.

Los resultados de la razón espectral H/V de registros de sismos y de ruido ambiental muestran diferencias en el rango de frecuencia en el que se produce la mayor amplificación. Esto obliga a realizar medidas muy largas de ruido en los sitios analizados y comparar posteriormente los resultados.

Los resultados obtenidos son un nuevo paso para estimar mejor la peligrosidad sísmica local, escenarios de movimiento del suelo para terremotos potenciales y mapas de sacudida en futuros terremotos en la zona de Almería.

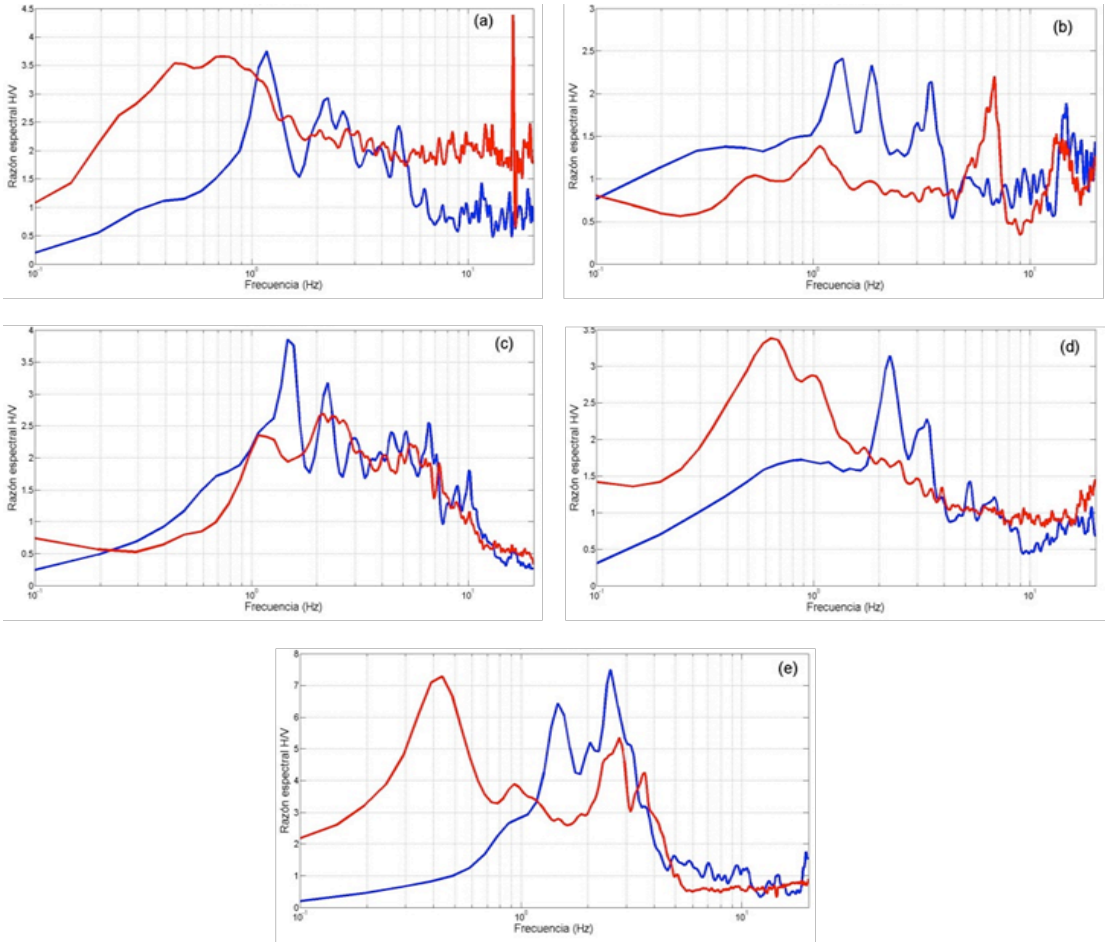


Figura 7* - Respuestas de sitio obtenidas con H/V con registros de microtremor (rojo) y de terremotos (azul) en los emplazamientos de las estaciones: a) S1. b) S2. c) S3. d) S4. e) S5. *(Site response obtained from microtremor (red) and earthquake records for the seismic station sites).

7. AGRADECIMIENTOS.

Este trabajo se ha desarrollado dentro del proyecto CGL2011-30187-C02-01-02, del Ministerio Español de Ciencia e Innovación. La participación de A. G.-J. ha sido posible gracias a un contrato Juan de la Cierva en la Universidad de Granada. Los autores agradecen al Instituto Geográfico Nacional de España los acelerogramas facilitados.

8. REFERENCIAS

Aki K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*; 35: 415–456.

Alguacil G. y Vidal F. (2012) Medidas instrumentales de la intensidad del movimiento del suelo. Aplicación a terremotos europeos. En *J.M. García y F. Luzón (Ed) Homenaje a la profesora María Dolores Romacho Romero*. Ed. Universidad de Almería, pp 15-32.

Alguacil G., Vidal F., Navarro M., García-Jerez A. and Pérez-Muelas J (2013). Characterization of earthquake shaking severity at different sites of Lorca town for the May 11th, 2011 event. Bulletin of Earthquake Engineering. DOI 10.1007/s10518-013-9475-y.

Atakan K., Duval A.M., Theodulidis N., Guillier B., Chatelain J.L. and Bard P.Y. (2004) The H/V spectral ratio technique: experimental conditions, data processing and empirical reliability assessment. *13th World Conference on Earthquake Engineering,* Vancouver, B.C., Canada August 1-6, 2004; Paper No. 2268.

Benito B., Navarro M., Vidal F., Gaspar-Escribano J., García M.J., Martínez-Solares J.M. (2010). A New Seismic Hazard Assessment in the Region of Andalusia (Southern Spain). Bulletin of Earthquake Engineering. Vol. 8, pp. 739–766.

Borcherdt, R.D. (1970) Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bull. Seism. Soc. Am*., v. 60, p. 29-61.

Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., and Jabour, N. (2000). Propagation of regional seismic phases (Lg and Sn) and Pn velocity structure along the Africa-Iberia plate boundary zone. Geophysical Journal International, 142, 384-408, 2000.

Darragh R.B. and Shakal A.F. (1991). The site response of two rock and soil station pairs to Strong and Weak Ground. *Bull. Seism. Soc. Am*., Vol. 81 5, pp. 1885-1899.

García-Jerez, A., M. Navarro, F.J. Alcalá, F. Luzón, J.A. Pérez-Ruíz, T. Enomoto, F. Vidal, E. Ocaña (2007). Shallow Velocity Structure Using Joint Inversion of Array and H/V Spectral Ratio of Ambient Noise: The Case of Mula Town (SE Spain). Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 27, pp. 907-919.

García-Jerez, A., F. Luzón and M. Navarro (2008). Determination of the elastic properties and the depth of shallow sedimentary deposits applying a spatial autocorrelation method. Geomorphology, 93, pp. 74-88.

Gaspar-Escribano J., Navarro M., Benito B., García-Jerez A. and Vidal F. (2010). From Regional- to Local-Scale Seismic Hazard Assessment: Examples from Southern Spain. *Bulletin of Earthquake Engineering*. Vol. 8, pp. 1547–1567.

Lermo J. and Chávez-García F.J. (1993) Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull. Seism. Soc. Am*., Vol. 83, No. 5, pp. 1574-1594.

Margheriti L., Wennerberg L. and Boatwright J. (1994) A Comparison of Coda and S-Wave Spectral Ratios as Estimates of Site Response in the Southern San Francisco Bay Area. *Bull. Seism. Soc. Am*., Vol. 84, No. 6, pp. 1815-1830.

Matsuda, I., M. Navarro, T. Enomoto y F.J. Sánchez (1998). División Regional de la Ciudad de Almería Basada en Condiciones Geológicas y Geomorfológicas, Proceeding of the V National Meeting of Geomorphology, September 16-18, Granada, Spain. 641-650.

Morales, J.; Serrano, I.; Vidal, F.; Torcal, F (1997). The depth of the earthquake activity in the Central Betics (Southern Spain). Geophys. Res. Lett., 24, 3289- 3292.

Nakamura, Y. (1989) *A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremor on the ground surface.* QR of RTRI 30, no. 1, 25-33.

Navarro, M., F.J. Sánchez, T. Enomoto, F. Vidal, S. Rubio (2000). Relation between the predominant period of soil ant the damage distribution afther Mula 1999 earthquake. *Sixth International Conference on Seismic Zonation (6ICSC)*. November 12-15, 2000, Palm Spring, California, USA.

Navarro M., Enomoto T., Sánchez F.J., Matsuda I., Iwatate T., Posadas A., Luzón F., Vidal F. and Seo K. (2001). Surface Soil Effects Study Using Short-period Microtremor Observations in Almeria City, Southern Spain. *Pure appl. Geophys*, 158, 2481-2497.

Navarro, M., F Vidal, T. Enomoto, F.J. Alcalá, F.J. Sánchez and N. Abeki (2007). Analysis of site effects weightiness on RC building seismic response. The Adra (SE Spain) example. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 36: pp. 1363-1383.

Navarro M., Vidal F., Góngora A., Domínguez S., Matsuda I., Enomoto T. and García-Jerez A. (2008). A proposal on soil classification for site effect estimation in urban areas of the south-eastern Spain. *Proc. of the 7th International Joint Workshop on Seismic Microzonationg and Risk Reduction*. 7SMZ.pag. 24 Feb-27-28 Nagoya, Japan.

Navarro M., García-Jerez A., Vidal F., Enomoto T. and Feriche M. (2010). Vs30 structure of Granada town (southern Spain) from ambient noise array observations. *14th European Conf. on Earthquake Engineering,* Macedonia, 30th August – 3rd September, 2010. 8 pp.

Navarro, M., A. García-Jerez, F. Alcalá, F. Vidal, T. Enomoto (2013). Local site effect microzonation of Lorca town (southern Spain). Bulletin of Earthquake Engineering. DOI 10.1007/s10518-013-9491-y.

Nogoshi, M. and Igarashi T. (1970) *On the propagation chracteristics of microtremor (Part 2) Jour. Seism. Soc. Japan*, 23, 264-280.

Steidl J.H., Tumarkin A.G. and Archuleta R.J. (1996). What is a reference site? *Bull. Seism. Soc. Am*. 86, 1733–1748.

Tokimatsu K. (1997) Geotechnical site characterization using surface waves. In: *Ishihara (Ed.), Earthquake Geotechnical Engineering*. Balkema, Rótterdam, pp. 1333-1368.

Vidal F. (1986). Sismotectónica de la región Béticas-Mar de Alborán. *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada.

Vidal F., G. del Castillo (1993). Granada facing an earthquake. En *Issues in Urban Earthquake Risk*. Ed. Tucker, Erdik y Hwang. NATO ASI Series 1993.

Wathelet, M. (2007): "Array recordings of ambient vibrations: surface wave inversion". *Ph.D. Thesis*. Université de Liege.

Mapas de movimiento del suelo del Pirineo (Shakemap)
Ground Shake maps for Pyrenees

Teresa Susagna[(1)], Jose Antonio Jara[(2)], Jordi Roviró[(1)], Xavier Goula [(1)], Didier Bertil [(3)], Emilio Carreño [(4)], Antoni Roca [(1)], Matthieu Sylvander[(5)], Christophe Sira [(6)]

[(1)] Institut Geològic de Catalunya (IGC), Balmes 209-211, Barcelona, tsusagna@igc.cat, xgoula@igc.cat
[(2)] Gestió de Projectes, S.A. (GEOCAT), Barcelona, jjara@ggp.cat
[(3)] Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Orleans, d.bertil@brgm.fr.
[(4)] Instituto Geográfico Nacional (IGN), Madrid, echerrero@fomento.es
[(5)] Observatoire Midi-Pyrnénées (OMP), Toulouse, matthieu.sylvander@irap.omp.eu.
[(6)] Bureau Central Sismologique Francais (BCSF), Strasbourg, christophe.sira@unistra.fr

SUMMARY

The aim of this study is to produce automatic and fast ground shake maps for Pyrenean earthquakes greater than magnitude 3, considering input data from all seismic monitoring agencies operating on both sides of the border.
To produce these ground motion maps in the Pyrenean region, specific systems and protocols have been developed and implemented for receiving, in real time, data from seismic and accelerometric stations. These waveform data, temporarily stored in a server, are used in case of detection of an earthquake in the region, for computing ground motion parameters: maximum acceleration, maximum velocity and spectral acceleration for 0.3s, 1s and 3s periods; all of them necessary to compute the shake maps.
Additionally, for the calculation of the maps, the system can combine ground motion parameters with macroseismic intensity data, which are automatically computed and sent by several agencies, minutes and/or hours after an earthquake occurs in the region. Ground amplification factors related to the type of ground surface and the different layers in depth are also considered.
Since available data change after the occurrence of an earthquake, the system allows producing a sequence of shake maps versions considering available data at each time.

1. INTRODUCCIÓN

Motivación

En el caso de un sismo que pueda ocasionar daños, se pone de manifiesto la necesidad de crear productos elaborados, de forma rápida y automática, más allá de los tradicionales datos de localización hipocentral y magnitud, que puedan ser útiles a protección Civil y autoridades competentes en la gestión de la crisis, permitiendo conocer qué zonas han estado sometidas a las intensidades más fuertes y a posibles daños. Para la región Pirenaica, es necesario que esta información sea coherente a los dos lados de la frontera para facilitar una adecuada cooperación entre las autoridades correspondientes.

Esto implica que los efectos de un fuerte sismo probablemente se perciba a ambos lados de la frontera, tal como sucedió en el año 1428 (Catalunya/Cerdanya) o en el año 1923 (Val d'Aran / Luchonnais). Por tanto, la vigilancia sísmica operativa en la región de los Pirineos requiere una colaboración eficaz entre los diferentes organismos nacionales y regionales.

Actualmente, la vigilancia sísmica en los Pirineos está garantizada por cuatro operadores principales que se han agrupado en el proyecto SISPyr (OMP y BRGM en el lado francés y IGN y IGC en el lado español).

Objetivos

Uno de los objetivos principales del proyecto ha estado la puesta en funcionamiento de un sistema automático que sea capaz de producir unos mapas de movimiento del suelo e intensidades percibidas en unos minutos u horas siguientes a la ocurrencia de un sismo.

Los resultados deberán estar rápidamente disponibles en internet, mediante la publicación en un servidor web y el envío de mensajes de correo electrónico de un conjunto de mapas y datos en diferentes formatos, incluyendo coberturas SIG.

Para los mapas de movimiento del suelo es necesario disponer en tiempo real o casi real de los datos procedentes de las agencias implicadas en la vigilancia sísmica de la zona con lo que hay que establecer procedimientos, protocolos y formatos necesarios para la creación y difusión de los resultados.

2. INSTALACIÓN DE LA APLICACIÓN EN EL IGC

Descripción general

Un Shakemap es una representación en un mapa del movimiento del suelo y de la intensidad sísmica percibida consecuencia de un terremoto. Típicamente, los parámetros que definen el movimiento del suelo son el pico de aceleración máxima, el pico de velocidad máxima y los valores del espectro de aceleración a unas frecuencias determinadas dependiendo del tipo de estructuras de los edificios de la región.

La aplicación Shakemap ha estado desarrollada por el USGS (Wald et al., 1999) a partir de la combinación de datos observados y datos calculados o estimados (Worder et al., 2010).

Para la generación del mapa se utilizan observaciones procedentes de las redes de observación sísmicas, de las encuestas macrosísmicas, los conocimientos regionales de la atenuación de la energía sísmica y de los posibles efectos locales de amplificación (figura 1).

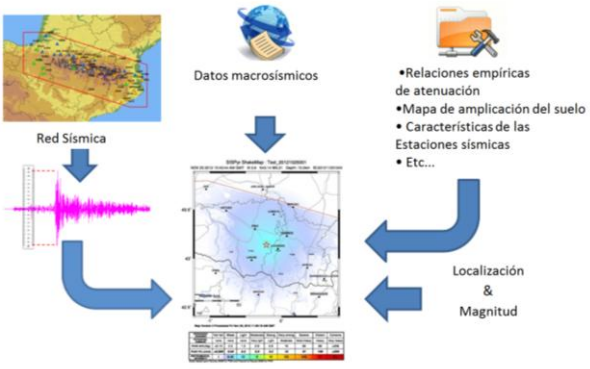


***Figura 1* – Esquema simplificado de los elementos que intervienen en la generación de los Shakemaps.**
(*Simplified scheme of the elements involved in the generation of Shakemaps.*)

Red Sísmica

La red constituida resulta de un reforzamiento y homogenización de las redes de la zona transfronteriza con la puesta en común, en tiempo real, de estaciones existentes y la creación de nuevas estaciones de banda ancha y acelerométricas.

Un servidor (NRTServer) almacena en tiempo real las señales de tres componentes de 50 estaciones compartidas por el IGC, IGN, OMP, GRGM y IEA situadas en la zona pirenaica (Figura 2).

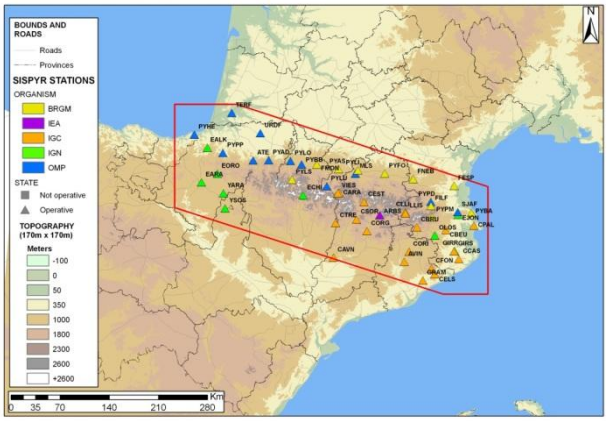


***Figura 2*- Estaciones de vigilancia sísmica de la región SISPyr**
(Seismic stations of the SISPyr region)

Encuestas macrosísmicas

Tres agencias contribuyen con los datos macrosísmicos: IGN y IGC en España y BCSF en Francia. Las informaciones consisten en la estimación automática de la intensidad en la escala EMS, en poblaciones o municipios de la zona. Las primeras informaciones pueden estar disponibles en menos de una hora.

Ecuaciones predictivas del movimiento del suelo, de intensidad y de combinaciones entre ellas

Para la elección de las ecuaciones predictivas del movimiento del suelo se han calculado los parámetros PGA, PGV y SA a 0.3, 1 y 0.3 s de los registros de las señales digitales disponibles de la zona. Han estado relacionados con una docena de GMPE (Groung Motion Prediction Equations) del contexto español y francés y de más generales aplicables al contexto sismotectónico regional. La selección y la clasificación de las relaciones han estado realizadas utilizando Sherbaum et al. (2004).

La elección final de las relaciones para su implementación en la aplicación Shakemap han estado Tapia (2006), Akkar and Boomer (2007) y Akkar and Boomer (2010). En la figura 3 se muestra la comparación de los modelos con los datos regionales de PGA (izquierda) y PGV (derecha).

De la misma manera para seleccionar la ecuación predictiva de la intensidad IPE (Intensity Prediction Equation) se ha realizado un análisis de unas veinte ecuaciones escogiéndose la de Goula et al. (2008) basada en observaciones regionales obtenida en el proyecto ISARD. Para las ecuaciones de la relación del movimiento del suelo y la intensidad (Susagna et al., 2013) se han utilizado los datos disponibles correspondientes a 34 sismos de M_{IGN} = 3.0-5.0 seleccionándose las ecuaciones de Souriau (2006) para PGA vs Intensidad, de Faccioli and Cauzi (2006) para PGV vs Intensidad y Kaka and Atkinson (2004) para PSA vs Intensidad.

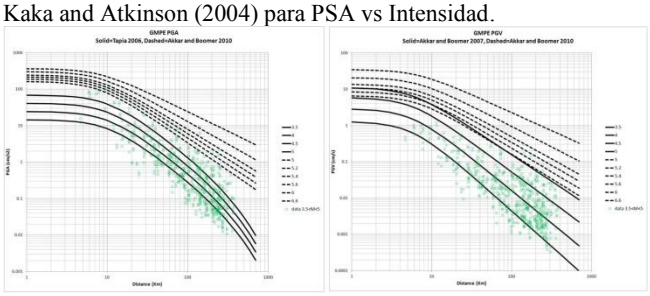


***Figura 3* – Representación de las GMPE's seleccionadas para PGA (izquierda) y PGV (derecha).**
(Representation of the selected GEMP's for PGA (left) and PGV (right).)

Consideración de factores de amplificación por efectos locales

Para tener en cuenta los efectos locales se ha considerado la aproximación basada en las condiciones geológicas y geotécnicas (Colas et al., 2012) en vez de la basada en Vs_{30} (velocidad de las ondas S en los primeros 30 m) utilizada en las primeras versiones de la aplicación Shakemap. Se realizó, primeramente, una clasificación de las principales unidades litológicas superficiales por una simplificación y comparación del mapa geológico de BRGM-IGME (2009a) y de las formaciones cuaternarias BRGM-IGME (2009b) a escala 1:400 000.

A esta clasificación se añadió la consideración del tipo de formaciones del subsuelo y espesores posibles. Estas columnas de suelo son caracterizadas con la propiedades de las clases de suelo de EC8 (EC8, 2004). La clasificación de litologías y la interpretación en clases de suelo son mejoradas utilizando datos de sondeos geotécnicos disponibles en la zona y comparando con estudios de microzonación sísmica de la región. El mapa final está representado en la figura 4.

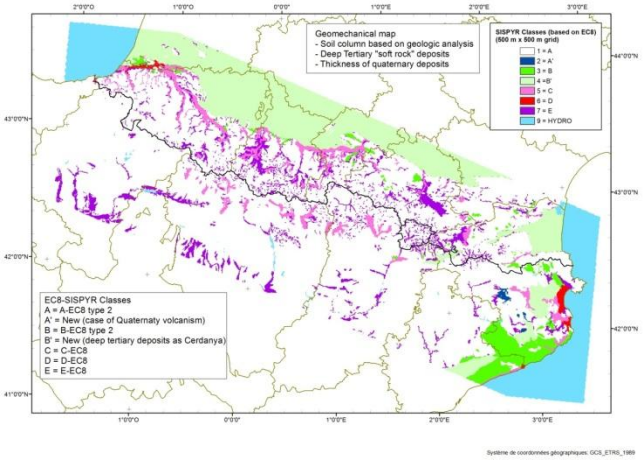


***Figura 4* - Mapa Geomecánico de la región Pirenaica**
(Geomechanical map of the Pyrenean region)

En la tabla 1 se presentan los coeficientes de amplificación Fa (para cortos períodos y PGA) y Fv (para períodos intermedios y PGV) derivados de los espectros de respuesta elásticos propuestos para cada clase de suelo y los PGA en roca inferiores a 0.2g.

***Tabla 1* – Coeficientes de amplificación Fa y Fv asociados a las clases de suelo EC8 modificada.**
(Amplification coefficients Fa and Fv associates at modified EC8 soil class)

Clase de suelo	Fa	Fv
A	1	1
B	1.35	1.35
B'	1.2	1.7
C	1.5	1.8
D	1.6	1.9
E	1.8	1.4

3. PUBLICACIÓN DE MAPAS EN LA WEB SISPyr

Se ha puesto en funcionamiento a finales de 2012 la publicación de Shakemaps en la web SISPyr. El sistema está formado de cuatro partes principales (figura 5):

- un servidor FTP recibe los mensajes de alerta y los datos macrosísmicos,
- un servidor en tiempo cuasi real (NRT, Near Real Time) almacena los registros en continuo de las estaciones sísmicas del Pirineo por intercambio,
- un PC, con sistema MS Windows, gestiona los datos del servidor NRT vía un proceso automático y
- un PC con sistema Linux gestiona el sistema de producción de Shakemap.

El Shakemap se inicia por un mensaje de alerta enviado por el IGN a la FTP. La localización del sismo y su magnitud son

calculadas automáticamente y enviadas. Los criterios de funcionamiento del módulo iniciador (módulo *Trigger* en la figura 5) son: Magnitud ≥ 3.0, epicentro en la zona pirenaica y nuevo evento o actualización de un proceso en curso.

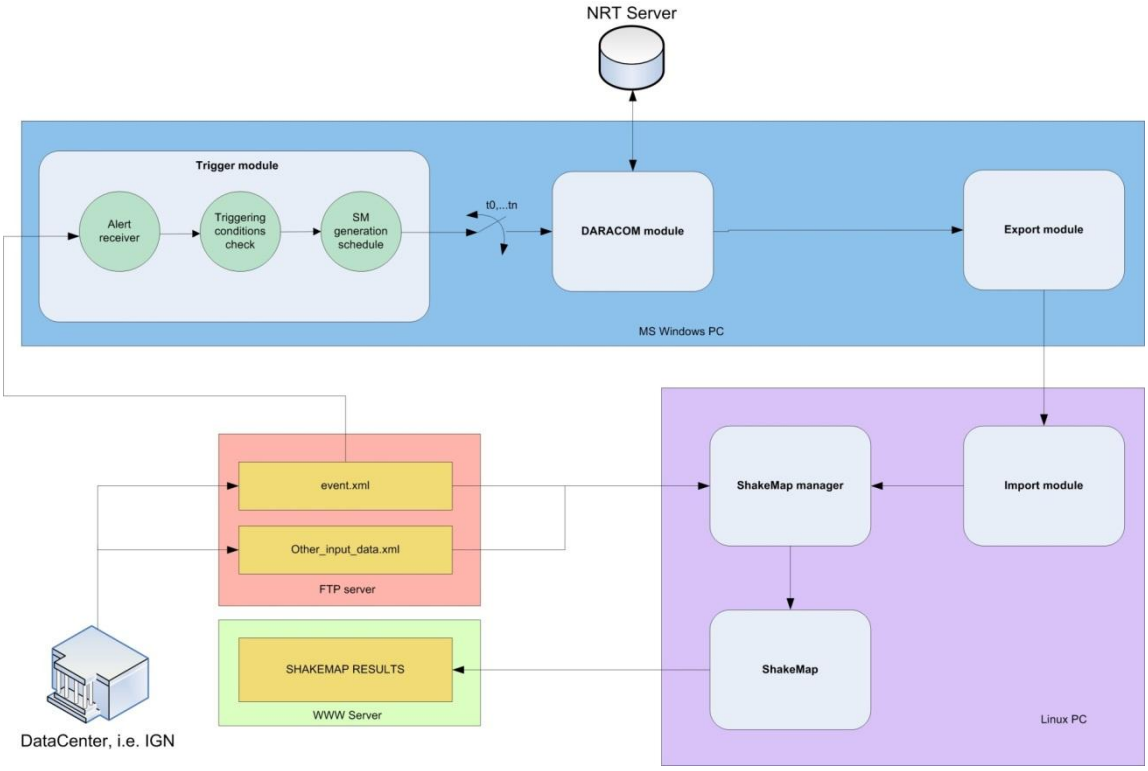


Figura 5- Esquema de los módulos que integran el automatismo del sistema Shakemap
(Scheme of the modules included in the Shakemap automatic system).

El sistema interroga al servidor NRT (módulo DARACOM en la figura 5) para la consulta de los registros correspondientes al sismo de las estaciones sísmicas y el módulo DARACOM calcula rápidamente los parámetros del movimiento del suelo (PGA, PGV y aceleraciones espectrales. Para cada componente de las señales y una distancia epicentral inferior a un valor límite.

Las informaciones de los datos macrosísmicos son enviadas a la FTP. Las primeras informaciones pueden estar disponibles en menos de una hora. El proceso realiza una primera versión con la información disponible y realiza nuevas versiones a los 5, 30, 60, 90 y 720 minutos para actualizar la información.

Los módulos *Import* y *Export* gestionan la transmisión de los datos al PC Shakemap y los productos Shakemap son enviados a la web http://www.sispyr.eu/ para su difusión.

Mapas existentes

Después de once meses de funcionamiento se ha realizado el proceso Shakemap para una veintena de sismos del Pirineo, la mayoría en los Pirineos centrales. En la figura 6 se muestra, a modo de ejemplo, el mapa de intensidades para el sismo del 30 de Diciembre de 2012 a las 23h 35m (UTC) en la región de Lourdes, el mayor de este período. El mapa muestra una intensidad máxima de IV-V y con intensidades IV a unos 20 km alrededor del epicentro (estrella roja). El mapa final está basado en 144 valores de intensidades percibidas, en círculos en la figura y obtenidas por el BCSF (de distancias entre 3 y 160 km) y 44 valores de movimiento del suelo (en triángulos) medidos en estaciones sísmicas (entre 12 y 290 km de distancia). En la leyenda aparece la intensidad en color junto con los valores de aceleración y velocidades equivalentes de las correlaciones elegidas. En la figura 7 se presenta el mapa correspondiente a los picos de aceleración obtenido para el mismo sismo.

De la página web el usuario puede descargar los mapas de las figuras 6 y 7, en diferentes formatos, mapas de picos de velocidad, valores espectrales de aceleración a tres periodos distintos, así como mapas más simplificados para divulgación. A parte de mapas se pueden descargar listados de los datos utilizados, información de las estaciones, etc.

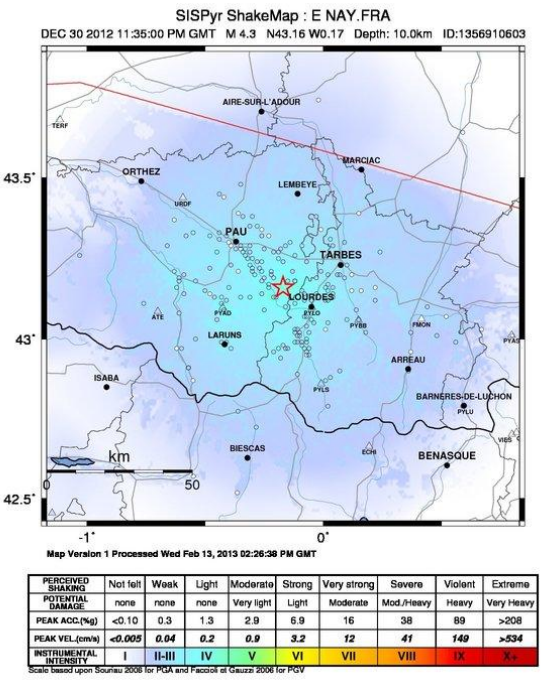


***Figura 6* – Mapa de intensidades producido para el sismo del 30 de Diciembre de 2012. Los círculos representan los datos procedentes de intensidades y los triángulos de las estaciones sísmicas.**
(Intensity map for the earthquake of 30 December 2012. The circles represent data from perceived intensities and the triangles seismic those from the seismic stations).

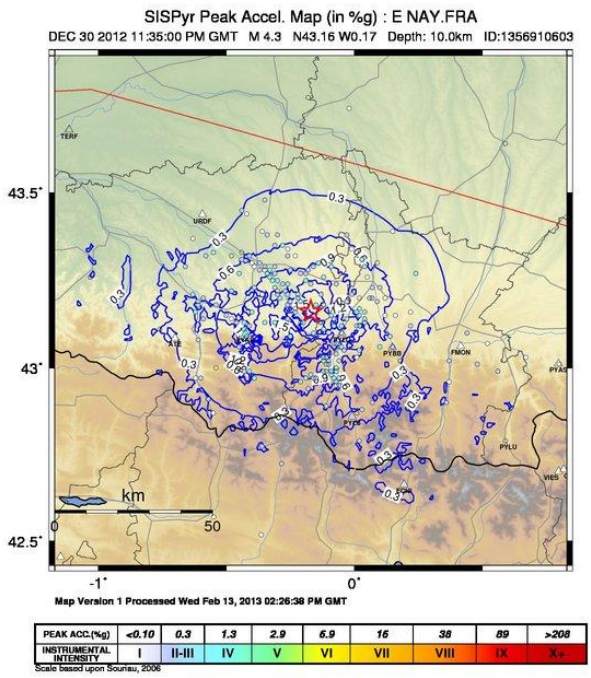


Figura 7 – Mapa de picos de aceleración producido para el sismo de 30 de Diciembre de 2012
(*Peak ground motion acceleration map for the 30 of December 2012 earthquake.)*

4. CONCLUSIONES

Se ha realizado la implantación de un sistema automático de representación de diferentes parámetros del movimiento del suelo e intensidad para sismos de magnitud M >3 de los Pirineos adaptando la aplicación Shakemap del USGS en el IGC.

Ha sido necesario seleccionar ecuaciones predictivas del movimiento del suelo adecuadas a la región de estudio. Los pocos datos existentes que relacionan la intensidad con los parámetros instrumentales en la zona han condicionado el análisis.

La simplificación geológica de las formaciones aflorantes y del subsuelo ha permitido determinar, siguiendo la clasificación EC8 modificada, una modificación de las amplificaciones del movimiento del suelo.

Un número importante de estaciones compartidas en tiempo real y la puesta en común de los datos macrosísmicos de los dos lados de la frontera ha hecho viable la implementación del sistema automático de representación del movimiento del suelo. Los mapas se pueden consultar, pocos minutos después de producirse un terremoto, en la página web del IGC.

5. REFERENCIAS

Akkar, S. and Bommer, J.J., 2007. New Empirical Prediction Equations for Peak Ground Velocity Derived from Strong-Motion Records from Europe and the Middle East. *Bulletin of Seismological Society of America*, 97(2), 511-530.

Akkar, S. and Bommer, J.J., 2010. Empirical prediction equations for peak ground velocity derived from strong-motion records from Europe and the Middle East. *Seismological Research Letters*, 81, 195–206.

BRGM – IGME (2009a). Carte géologique des Pyrénées 1 : 400 000.

BRGM – IGME (2009b). Carte géologique du Quaternaire des Pyrénées 1 : 400 000.

Colas B., Goula, X., Roullé, A., Garcia, I., Buxó, P., Roviro, J., Dewez, T. and Nus, E., 2012. Shake-Map Site effect corrections. SISPyr project report. European program POCTEFA (Programme Opérationnel de Coopération Transfrontalière Espagne France Andorre): FEDER Convention n°. EFA73/08.

EC-8, 2004. Eurocode 8. Design of structures for earthquake resistance. General rules, seismic actions amb rules for buildings. BS EN 1998-1:2004.Si

Faccioli, E. and Cauzzi, C., (2006). Macroseismic intensities for seismic scenarios, estimated from instrumentally based correlations, *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, Geneva, Switzerland, 3–8 September 2006, Paper no. 569.

Goula, X., Dominique, P., Colas, B., Jara, J.A., Roca, A. and Winter, T., 2008. Seismic ràpid response system in the Eastern Pyrenees. *XIV World Conference on Earthquake Engineering*, October 12-17, Beijing, China.

Kaka, S. and Atkinson, G., 2004. Relationships between instrumental intensity and ground motion parameters in eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 1728–1736.

Scherbaum, F., Cotton, F.and Smit, P., 2004. On the use of response spectral-reference data for the selection of ground-motion models for seismic hazard analysis: the case of rock motion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6), 2164-2185.

SISPyr (2013) . www.sispyr.eu (consultada 14/10/2013)

Souriau, A., 2006. Quantifying felt events: A joint analysis of intensities, accelerations and dominant frequencies. *Journal of Seismology* 10, 23–38.

Susagna, T., Bertil, D., Nus, E., Roviró, S., Auclair, S. and Goula, X., 2013. Shake map: GMPE, IPE and GMICE selection. SISPyr project report. European program POCTEFA (Programme Opérationnel de Coopération Transfrontalière Espagne France Andorre). FEDER Convention n°. EFA73/08.

Tapia, M., 2006. Desarrollo y aplicación de métodos avanzados para la caracterización de la respuesta sísmica del suelo a escala regional y local. Tesis Doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya. 355 pp.

Wald, D. J., Quitoriano, V., Heaton, T., Kanamori, H., Scrivner, C. W. and Worden, C. B., 1999. TriNet "ShakeMaps": Rapid Generation of Peak Ground Motion and Intensity Maps for Earthquakes in Southern California. *Earthquake Spectra*, 15(3), 537-555.

Worden, C.B., Wald, D.J., Allen, T.I., Lin, K., Garcia, D. and Cua, G., 2010. A Revised Ground-Motion and Intensity Interpolation Scheme for ShakeMap. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 3083-3096.

Caracterização de diferentes rochas para estudos de acoplamento electroacústico
Different rock characterization for electro-acoustic coupling studies

Ana B. Vinagre[(1,2*)], Hugo G. Silva[(1,2†)], P. Moita[(1,2)], A. B. Pinho[(2,4)], M. Bezzeghoud[(1,3)] e M. Tlemçani [(1,3)]

[(1)] Centro de Geofísica de Évora, Universidade de Évora, Portugal
[(2)] Departamento de Geologia, Universidade de Évora, Portugal
[(3)] Departamento de Física, Universidade de Évora, Portugal
[(4)] Centro de Investigação GeoBioTec, Universidade de Aveiro, Portugal
[*]ana.vinagre@gmail.pt; [†]hgsilva@uevora.pt

SUMMARY

This work is part of the project PTDC/GEO-FIQ/4178/2012, funded by FCT/MCES, whose object of study is the electro-acoustic coupling in rocks, during mechanical action. The rocks were selected and analysed petrographically with the conventional polarized light microscopy (transmitted) and physically, in terms of connected porosity and density. The composition elemental geochemistry (ICP-MS) and isotopic (TIMS) rocks constitute a complementary and essential step for the differentiation and classification of the various lithotypes. After this, tests such as semi-quantitative analyses by SEM-EDS and Raman spectroscopy, Fourier transform infrared spectroscopy and X-Ray will be made to evaluate the mineral phases, elemental composition and infrared spectrum of absorption/emission. The porosimetry of the rocks will be studied through testing of the specific surface area and pore size distribution measurements.

1. INTRODUÇÃO

O estudo da física das rochas reveste-se de extrema importância, especialmente em áreas como a sismologia e a vulcanologia, e abrange o estudo das propriedades estruturais das rochas, sob condições específicas, relacionando-as com as suas propriedades sísmicas, eléctricas e electromagnéticas.

Estas duas últimas propriedades têm suscitado maior interesse por parte dos investigadores, principalmente no que diz respeito ao acoplamento electroacústico (EAC) durante a acção mecânica, algo que tem sido frequentemente validado experimental e teoricamente por F. Freund et al. (2007) e por P.M. Areias et al. (2013), respectivamente. O principal objectivo destes estudos é reconhecer e compreender os mecanismos de geração dos fenómenos sismo-electromagnéticos, cuja ocorrência se manifesta numa fase anterior (preparatória) à fase em que o sismo se inicia e que envolve a conversão de acções mecânicas em emissões electromagnéticas.

Atendendo à grande diversidade de materiais que constituem a Terra e à consequente diversidade de comportamentos, resultantes das várias propriedades dos materiais, o entendimento do seu comportamento a nível eléctrico-acústico, envolve a selecção de várias rochas, testadas em diferentes condições de pressão e temperatura. Torna-se necessário efectuar uma caracterização adequada das rochas, em termos estruturais (conteúdo mineral, porosidade e microfracturação), eléctricos (energia de activação e mobilidade de carga) e acústicos (velocidade de propagação de ondas e atenuação), de forma a retirar conclusões válidas sobre o EAC, que se prevê estar fortemente correlacionado com as suas propriedades. Posteriormente serão realizadas, simultaneamente, medições acústicas e electroacústicas sob pressão (AE, EE, respectivamente), em rochas previamente sujeitas a diferentes temperaturas, até 1000ºC. A fase final envolverá a análise dos dados experimentais e a descrição teórica das AE e EE durante a fractura do material.

Para cumprir os objectivos supracitados, foram seleccionados diversos tipos de rocha, de modo a abranger um maior espectro composicional, seja do teor em sílica (e.g. granito de Évora vs. gabro) ou da proporção em minerais ferromagnesianos (e.g. leucogranito vs. granito de Évora), no caso das rochas ígneas. Por outro lado, com uma composição global semelhante, procurou-se comparar diferentes graus de cristalinidade entre rochas metamórficas e sedimentares (e.g. mármore vs. calcário). Deste modo, foram escolhidas as seguintes amostras:

-Rochas ígneas – granitóides (granito porfiróide, leucogranito e granodiorito de Évora), gabro e sienito nefelínico;
-Rochas metamórficas – mármore;
-Rochas sedimentares – calcário.

2. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

A realização da análise petrográfica envolveu a preparação de dezasseis lâminas delgadas, a partir das amostras de rocha recolhidas, e a sua posterior observação, utilizando microscopia de luz polarizada (transmitida). Para cada uma das rochas, foi registada a sua mineralogia principal e secundária, fazendo referência a aspectos texturais e indicando a eventual presença de heterogeneidades, alterações e microfracturação.

O granito porfiróide (GRP) apresenta uma textura hipidiomórfica, inequigranular média e porfiróide (ver figura 1). É constituído por fenocristais de feldspatos potássicos (50-60%) e plagioclases (10-20%), envolvidos numa matriz de quartzo (20-30%), biotite (3-5%) e também de feldspatos, essencialmente plagioclases, de dimensão mais reduzida (0.5 mm). Muitos cristais apresentam uma intensa sericitização o que indica que estiveram sujeitos a alguma alteração. Exibe uma microfracturação moderada.

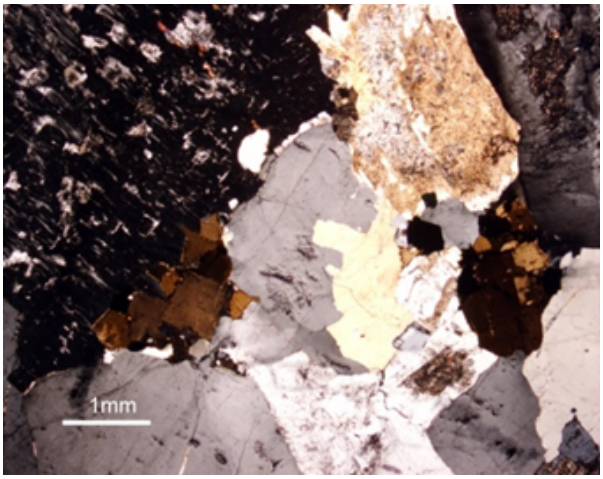


Figura 1* – Vista geral do granito porfiróide ao microscópio, em nicóis cruzados. *(Overview of porphyritic granite under the microscope, in crossed nicols.)

O granodiorito de Évora (GRE) exibe uma textura hipidiomórfica, inequigranular e fanerítica média (ver figura 2), apresentando uma associação mineralógica primária composta por quartzo (30-40%), plagioclase (20-35%), feldspato potássico (10-25%) e biotite (5-10%). Apresenta uma microfracturação que varia entre moderada a elevada.

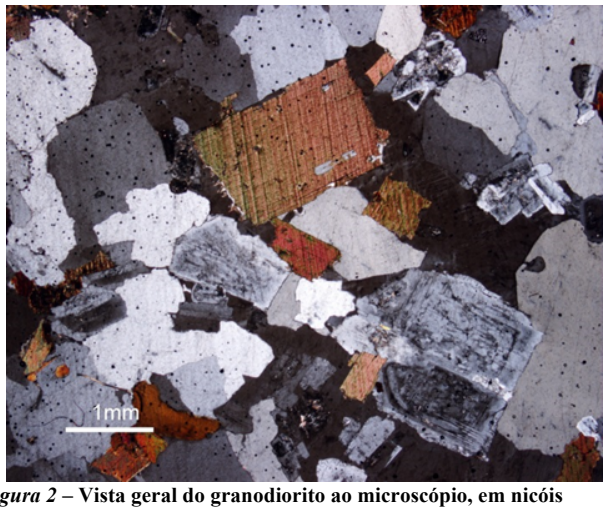


Figura 2* – Vista geral do granodiorito ao microscópio, em nicóis cruzados. *(Overview of granodiorite under the microscope, in crossed nicols.)

O leucogranito (LGR) exibe uma textura xenomórfica (composta exclusivamente por cristais anédricos), inequigranular média e porfiróide (ver figura 3). Apresenta uma associação mineralógica primária composta exclusivamente por minerais félsicos (de cor clara), nomeadamente por quartzo (40-50%), feldspato potássico (25-35%) e plagioclase (10-20%). Apresenta também quantidades vestigiais de granadas, moscovite e zircão. É constituído por fenocristais de feldspatos potássicos e plagioclases. Os cristais apresentam-se moderadamente fracturados.

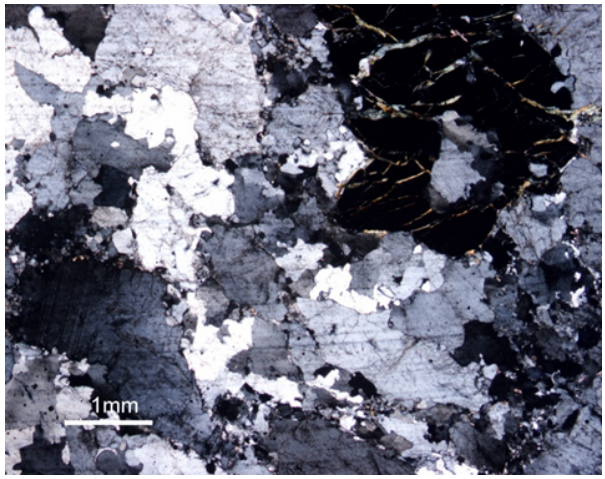


Figura 3* – Vista geral do leucogranito ao microscópio, em nicóis cruzados. *(Overview of leucogranite under the microscope, in crossed nicols.)

O gabro (GBR) exibe uma textura hipidiomórfica (composta por cristais subeuédricos e anédricos), inequigranular e fanerítica média/fina (ver figura 4), apresentando uma associação mineralógica primária composta por plagioclase (45-55%) e piroxenas (35-45%). Estão presentes também, em quantidades vestigiais, os feldspatos potássicos e alguns minerais opacos. Os seus cristais apresentam uma microfracturação moderada/elevada.

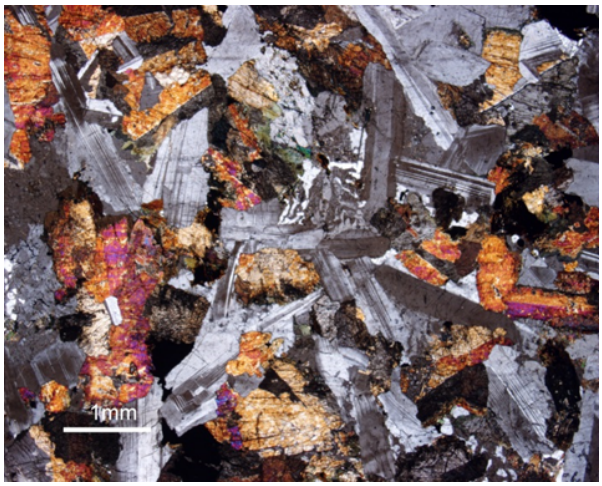


Figura 4* – Vista geral do gabro ao microscópio, em nicóis cruzados. *(Overview of gabbro under the microscope, in crossed nicols.)

O sienito nefelínico (SIN) exibe uma textura hipidiomórfica, inequigranular e porfiróide (ver figura 5). Apresenta uma associação mineralógica primária composta por feldspato potássico (60-70%), nefelina (10-15%) e minerais máficos (5-10%). Estes minerais máficos incluem a biotite, as clinopiroxenas e as anfíbolas. Foi possível identificar quantidades vestigiais de esfena, apatite e de minerais opacos, surgindo estes últimos associados à biotite e às anfíbolas. Os fenocristais correspondem a feldspato potássico. Exibe uma microfracturação elevada.

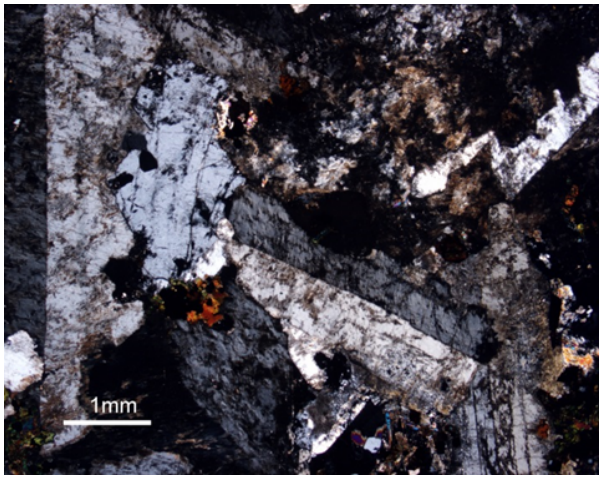


Figura 5* – Vista geral do sienito nefelínico ao microscópio, em nicóis cruzados. *(Overview of foid syenite under the microscope, in crossed nicols.)

O mármore (MRM) apresenta uma textura granoblástica. É totalmente constituído por cristais de calcite (ver figura 6) e não apresenta uma microfracturação significativa.

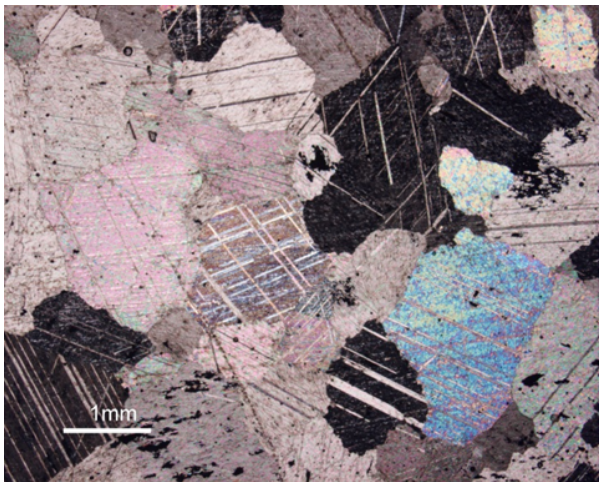


Figura 6* – Vista geral do mármore ao microscópio, em nicóis cruzados. *(Overview of marble under the microscope, in crossed nicols.)

O calcário (CLC) apresenta uma textura oolítica e é formado por vários elementos aloquímicos (óoides e pisóides), cimentados através de elementos ortoquímicos, como a sparite e a microsparite (ver figura 7). Não apresenta uma microfracturação significativa.

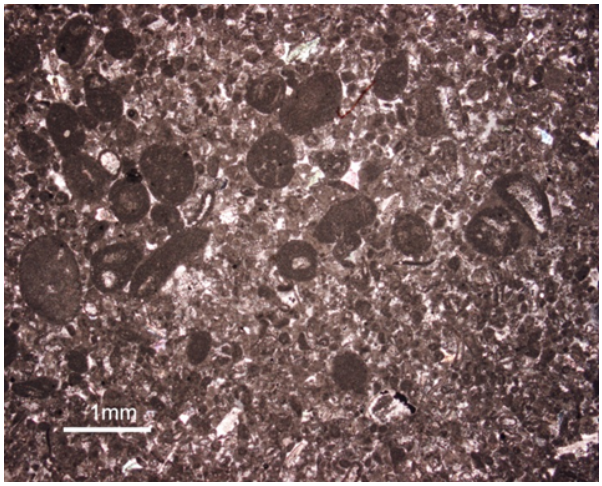


Figura 7* – Vista geral do calcário ao microscópio, em nicóis cruzados. *(Overview of limestone under the microscope, in crossed nicols.)

Apresenta-se, em seguida, um resumo das principais características petrográficas estudadas (ver tabela 1).

Tabela 1* - Resumo das principais características petrográficas *(Summary of the main petrographic characteristics)

Ref.	Textura	Minerais ferromagnesianos	Alteração
GRP	Porfiróide média (1-5mm); Quartzo e plagioclases com extinção ondulante	Biotite (3-5%)	Sericitização e cloritização moderada
GRE	Fanerítica média (1-5mm) a fina (<1mm); Quartzo e plagioclases com extinção ondulante	Biotite (5-10%)	Sericitização e cloritização moderada
LGR	Porfiróide média (1-5mm); Quartzo e plagioclases com extinção ondulante e feldspato potássico com deformação associada à clivagem	Inexistentes	Sericitização reduzida
GBR	Fanerítica média (1-5mm) a fina (<1mm); Plagioclases com maclas em cunha e extinção ondulante	Minerais opacos	Inexistente
SIN	Fanerítica média (1-5mm); Nefelina com extinção ondulante	Biotite (2-3%) e minerais opacos	Sericitização abundante
MRM	Granoblástica média (1-5mm)	Inexistentes	Inexistente
CLC	Oolítica, com cimento essencialmente microsparítico	Inexistentes	Inexistente

3. POROSIDADE CONECTADA E MASSA VOLÚMICA

Outro ensaio já executado, foi o ensaio para a determinação da porosidade conectada das amostras de rocha (também designada por porosidade aberta ou porosidade acessível à água), através do método da pesagem hidrostática, referenciado pela International Society of Rock Mechanics, ISRM (1979). Trata-se de uma técnica

expedita que permite relacionar o volume de poros que se intercomunicam, com o volume total da amostra.

No decorrer deste ensaio são efectuadas três pesagens, m_3, m_2 e m_1, que correspondem, respectivamente, à massa do provete saturado submerso, à massa do provete saturado no ar e à massa do provete seco. Através destas três pesagens é possível determinar o valor da porosidade conectada (1), bem como o da massa volúmica aparente (2), que complementam a informação sobre a mineralogia dos constituintes.

$$n_a = \frac{m_2 - m_1}{m_2 - m_3} \times 100 \quad (\%) \qquad (1)$$

$$\gamma = \frac{m_1}{m_2 - m_3} \times \gamma_w \qquad (2)$$

Sendo a porosidade, uma característica estrutural das rochas, está fortemente correlacionada com a dimensão e disposição dos seus poros, exercendo uma grande influência no seu comportamento mecânico. Deste modo, rochas que apresentam uma porosidade elevada, como o calcário, por exemplo, são menos resistentes e apresentam, de um modo geral, menor durabilidade, Lama e Vutukuri (1978).

Dada a relevância dos ensaios mecânicos no âmbito do projecto, é necessário conhecer não só a porosidade conectada, como também a massa volúmica (densidade), sendo esta última propriedade influenciada pela gravidade específica dos minerais que constituem as rochas e pela sua compactação, em termos estruturais. Desta forma, a massa volúmica fornece indicações sobre a compacidade das rochas, sendo possível relacioná-la com a porosidade.

Quando estudadas em simultâneo, a porosidade conectada e a massa volúmica permitem conhecer um pouco melhor a resistência das rochas, uma vez que se tem a noção da quantidade de poros acessíveis à água e do grau de compactação dos minerais (ver tabela 2). Uma rocha de baixa densidade e alta porosidade é, em geral, uma rocha com baixa resistência mecânica.

Tabela 2* - Porosidade conectada e massa volúmica das rochas em estudo *(Connected porosity and density of the analyzed rocks)

Amostra	Porosidade conectada (%)	Massa volúmica (kg.m^3)
GRP	1.11	2637
GRE	1.00	2663
LGR	1.29	2587
GBR	0.77	3056
SIN	2.58	2504
MRM	0.32	2717
CLC	13.58	2348

4. DISCUSSAO DOS RESULTADOS

Relativamente aos resultados da análise petrográfica, foi possível confirmar a análise macroscópica inicial, aquando da recolha das amostras, definindo quantitativamente a maioria dos minerais presentes, a sua textura e avaliando o seu grau de alteração. Os dados recolhidos mostram a grande diversidade mineralógica e textural das rochas em estudo.

Todos os valores obtidos, relativos à porosidade conectada e à massa volúmica, estão bem enquadrados nos valores de referência que se encontram na literatura, Goodman (1989), Lama e Vutukuri (1978). Como era de esperar, verificou-se que as rochas sedimentares têm uma porosidade conectada superior à apresentada pelas rochas ígneas e metamórficas, sendo esta última categoria, a detentora do menor valor relativo àquela propriedade.

Verificou-se também que o calcário, sendo uma rocha sedimentar, apresenta o mais elevado valor de porosidade, ou seja, é a rocha com maior número de poros interligados, considerando o volume total da amostra. O menor valor de porosidade é apresentado pelo mármore, rocha metamórfica e que terá sido sujeita a pressões mais elevadas.

5. TRABALHOS FUTUROS

A análise petrográfica será complementada com a avaliação geoquímica das rochas através de espectroscopia de massa (ICP-MS e TIMS), que irá permitir diferenciar e classificar os vários litótipos de forma mais detalhada. Também vão ser realizadas análises semi-quantitativas (SEM-EDS e Raman), difracção de raios-X e espectroscopia de infravermelhos (FTIR), para avaliar as diferentes fases minerais, a composição elementar e para a obtenção de um espectro de infravermelhos de absorção e emissão.

É importante referir que, apesar de algumas rochas apresentarem porosidades semelhantes, possuem distintas capacidades de absorção, devido às diferentes estruturas das redes capilares, resultantes da diferente distribuição e dimensão dos poros. Assim, facilmente se compreenderá a relevância do subsequente estudo de porosímetria, que visa o conhecimento daquele tipo de características.

A porosímetria será estudada através do ensaio da área de superfície específica e da medição da distribuição dos poros através do método de intrusão de mercúrio. Quanto mais pequena for a dimensão dos seus poros, maior a pressão necessária para o fazer entrar na rocha, uma vez que a pressão e o diâmetro dos poros são grandezas inversamente proporcionais. Através desta relação, é possível deduzir características como a dimensão e a distribuição dos poros na rocha, até à nano-escala.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos através da análise petrográfica e do ensaio para a determinação da porosidade conectada e massa volúmica permitem concluir que, de facto, todas as rochas possuem características muito distintas, tanto petrograficamente como fisicamente. Deste modo, fica cumprido o objectivo proposto, uma vez que as rochas são adequadas aos estudos de acoplamento electro-acústico, permitindo, através da sua diversidade, analisar várias variáveis e assim obter resultados mais interessantes, do ponto de vista científico.

Futuramente, complementando os dados recolhidos com a análise química e estudo da porosímetria, será possível compreender melhor o modo como estas características influenciam o comportamento mecânico das rochas.

7. REFERÊNCIAS

Areias, P. M., H.G. Silva, N. Van Goethem and M. Bezzeghoud (2013): "Damage-based fracture with electro-magnetic coupling, Computational Mechanics". 51, 629.

Freund, F., M. A. Salgueiro da Silva, B. W. S. Lau, A. Takeuchi, and H. H. Jones (2007): "Electric currents along earthquake faults and the magnetization of pseudotachylite veins". Tectonophysics, 431, 131.

Lama, R. D., V. S. Vutukuri (1978): "Handbook on mechanical properties of rocks". Series on rock and soil mechanics, 327-351.

Goodman, R. (1989): "Introduction to rock mechanics ". 19-34.

ISRM (1979): "Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake durability index properties ". *Int. J. Rock Mechanics Min. Sci. Geomech. Abstr.*, 143-147.

8. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia) e ao projecto PTDC/GEO-FIQ/4178/2012. Agradecem também às empresas "LUSOMARBLE, S.A" e "GRANIALPA – EXTRACÇÃO E COMÉRCIO DE GRANITOS, LDA" que ofereceram as rochas que foram analisadas. Os autores estão também gratos à Sandra Velez, ao Jorge Velez e ao Josué Figueira pela ajuda na preparação das amostras.

Región solar origen de grandes tormentas geomagnéticas durante 1914-1920
Solar source region of great geomagnetic storms during 1914-1920

A. J. P. Aparicio[(1)], V. M. S Carrasco [(1,2)], M. C. Gallego[(1)] y J. M. Vaquero[(3)]
[(1)]Departamento de Física, Universidad de Extremadura, Badajoz, Spain, alejesusperez@gmail.com, maricruz@unex.es
[(2)] Évora Geophysics Center, Rua Romão Ramalho, 59, 7000 Évora, Portugal, victorm.sanzc@gmail.com
[(3)]Departamento de Física, Universidad de Extremadura, Mérida, Spain, jvaquero@unex.es

SUMMARY

In this paper, a detailed description of the solar source region of great geomagnetic storms during 1914-1920 is presented. This description is based on the sunspot catalogue published by Miguel Aguilar (Astronomical Observatory of Madrid) in the early 20th century.

1. INTRODUCCIÓN

En los últimos años ha habido un interés creciente por el estudio de grandes tormentas magnéticas (Vaquero and Vázquez, 2009) que ocurrieron en el pasado. El estudio de estos grandes eventos de meteorología espacial que han ocurrido en los últimos dos siglos tiene un gran interés hoy en día ya que proporcionan información adicional sobre futuros eventos que podrían ser muy dañinos para nuestra tecnología actual o futura (Lanzerotti, 2007). Debemos tener en cuenta que la frecuencia de estos fenómenos no es muy grande y, por lo tanto, el uso de información de eventos históricos es de gran importancia.

El estudio de las regiones solares que fueron la fuente de estas grandes perturbaciones está limitado por la disponibilidad de catálogos de manchas solares (Lefevre y Clette, 2014). Nosotros estamos recuperando el catálogo de manchas solares hecho por el personal del Observatorio de Madrid durante el período 1914-1920.

El objetivo de esta comunicación es determinar las características de las regiones que provocaron grandes tormentas geomagnéticas durante el periodo 1914-1920 usando los datos del catálogo de manchas solares del Observatorio de Madrid.

2. DATOS DEL OBSERVATORIO ASTRONÓMICO DE MADRID

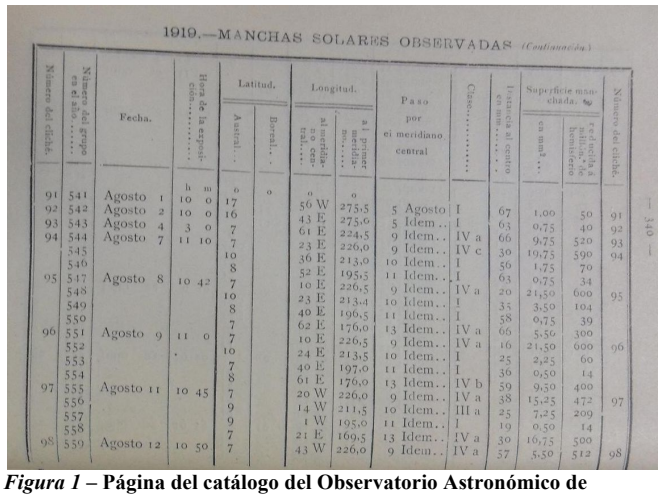
Durante más de cien años (1876-1986) el Observatorio Astronómico de Madrid ha publicado numeroso material con datos astronómicos. Con el fin de estudiar la actividad solar, recientemente hemos recuperado, digitalizado y analizado los datos relativos a manchas solares (Aparicio et al., 2014). Estos consisten en datos diarios (y promedios mensuales) del número de manchas solares presentes en el disco solar, del número de grupos de manchas y del área total cubierta por manchas. A partir de estos datos hemos construido las series temporales de 3 índices para evaluar la actividad solar: el Madrid Sunspot Number (*MSN*), el Madrid Group Sunspot Number (*MGSN*) y el Madrid Sunspot Area (*MSA*).

En este trabajo queremos estudiar la evolución del área de grupos causantes de grandes tormentas geomagnéticas. Para ello, necesitamos conocer individualmente el área de cada grupo, por lo que el índice *MSA* no nos sirve, puesto que éste expresa la suma de las áreas de todos los grupos para un mismo día.

No obstante, para un período de tiempo más reducido (1914-1920) el Observatorio Astronómico de Madrid publicó un catálogo de manchas solares (ver, por ejemplo, Aguilar, 1916, 1920, 1921). En él, para cada día, se listan los grupos presentes en el disco solar con diversos parámetros solares, entre los que figura el área de cada grupo (ver figura 1). De esta manera podemos elegir un determinado grupo del disco solar y hacer un seguimiento de la evolución de su área.

3. HISTORIA DE LAS OBSERVACIONES

La descripción de las regiones solares fuente de grandes tormentas geomagnéticas del periodo 1914-1920 que vamos a realizar estará basada en las observaciones solares llevadas a cabo en el Observatorio Astronómico de Madrid durante esas fechas.


1919.—MANCHAS SOLARES OBSERVADAS (Continuación.)

Número del dibujo.	Número del grupo en el día.	Fecha.	Hora de la exposición.	Latitud. Austral.	Latitud. Boreal.	Longitud. al meridiano central	Longitud. al primer medida.	Paso por el meridiano central	Clase.	Distancia al centro en mm.	Superficie manchada. en mm²	Superficie manchada. reducida a la del centro	Número del dibujo.
91	541	Agosto 1	h m 10 0	° 17	° 0	° 56 W	° 275,5	5 Agosto	I	67	1,00	50	91
92	542	Agosto 2	10 0	16		43 E	275,0	5 Idem..	I	63	0,75	40	92
93	543	Agosto 4	3 0	7		61 E	224,5	9 Idem..	IV a	66	9,75	520	93
94	544	Agosto 7	11 10	7		23 E	226,0	9 Idem..	IV c	30	19,75	590	94
	545			10		36 E	213,0	10 Idem..	I	56	1,75	70	
	546			8		52 E	195,5	11 Idem..	I	63	0,75	34	
95	547	Agosto 8	10 42	8		10 E	226,5	9 Idem..	IV a	20	21,50	600	95
	548			7		23 E	213,4	10 Idem..	I	35	3,50	104	
	549			10		40 E	196,5	11 Idem..	I	58	0,75	39	
	550			8		62 E	176,0	13 Idem..	IV a	66	5,50	300	
96	551	Agosto 9	11 0	7		10 E	226,5	9 Idem..	IV a	16	21,50	000	96
	552			7		24 E	213,5	10 Idem..	I	25	2,25	60	
	553			10		40 E	197,0	11 Idem..	I	36	0,50	14	
	554			7		61 E	176,0	13 Idem..	IV b	59	9,50	400	
97	555	Agosto 11	10 45	8		20 W	226,0	9 Idem..	IV a	38	15,25	472	97
	556			9		14 W	211,5	10 Idem..	III a	25	7,25	209	
	557			9		1 W	195,0	11 Idem..	I	19	0,50	14	
	558			7		21 E	169,5	13 Idem..	IV a	30	16,75	500	
98	559	Agosto 12	10 50	7		43 W	226,0	9 Idem..	IV a	57	5,50	512	98

— 340 —

Figura 1* – Página del catálogo del Observatorio Astronómico de Madrid.** ***(Page of the catalogue of the Astronomical Observatory of Madrid.)

En 1906, el astrónomo Miguel Aguilar Cuadrado comenzó a realizar observaciones sistemáticas del Sol. Aguilar comenzó observando visualmente con un telescopio ecuatorial de Steinheil (de 1,85 m de distancia focal y 120 mm de diámetro) adquirido en 1860 e instalado desde entonces en la zona suroeste del recinto del Observatorio, en la zona sur del parque del Retiro en Madrid, en una pequeña edificación cilíndrica cubierta por una modesta cúpula de hierro y lona. En 1909, Aguilar empezó a hacer observación fotográfica (López Arroyo, 2004).

Para la observación fotográfica, Aguilar usó la misma ecuatorial Steinheil reemplazando el ocular por una cámara Zeiss, provista de un amplificador que convertía la imagen en el plano focal de unos 2 cm de diámetro, en una de 15 cm de diámetro formada a 42 cm de la primaria. Con un obturador de sector, podía llegar a exposiciones de 1/500 de segundo, de forma que para obtener imágenes correctas sólo necesitaba diafragmar ligeramente el objetivo y poner un filtro violado (López Arroyo, 2004). Aguilar publicó un catálogo de manchas solares basado en estas observaciones para el periodo 1914-1920.

Sin embargo, problemas de salud y la ruptura del obturador motivaron que Aguilar observara con menos regularidad y publicase solo un resumen anual para los años 1921-1923. Finalmente, murió en 1925 (López Arroyo, 2004).

4. ANÁLISIS

A fin de caracterizar la evolución de los grupos de manchas solares causantes de grandes tormentas geomagnéticas hemos procedido en primer lugar a identificar las mayores tormentas geomagnéticas acontecidas dentro del intervalo de años de nuestro catálogo (1914-1920). Para ello acudimos al catálogo de datos de manchas solares y tormentas geomagnéticas elaborado por Jones (1955), que recoge cronológicamente las mayores tormentas geomagnéticas ocurridas en el intervalo de años 1874-1954,

considerando como tales aquellas que sobrepasan ciertos límites inferiores de las variaciones de las componentes del campo geomagnético para la declinación (D), para la componente horizontal (H) y para la componente Z. En él buscamos las tormentas ocurridas en el período 1914-1920. Encontramos 7 tormentas. Posteriormente recurrimos a la base de datos del NOAA (http://www.ngdc.noaa.gov/stp/geomag/aastar.html), donde están registradas todas las grandes tormentas geomagnéticas acontecidas en el período 1868-2010, considerando como gran tormenta a toda aquella que sobrepasa un cierto valor medio del índice aa (3-hourly equivalent amplitude antipodal index). En este catálogo las grandes tormentas están clasificadas en un ranking desde el puesto 1 hasta el 1718 según su índice aa* (este índice es el máximo valor alcanzado por el índice aa durante una gran tormenta geomagnética). En esta clasificación buscamos las tormentas que pertenezcan al período 1914-1920, y de todas ellas nos quedamos con las que se encuentren dentro de las 60 mayores registradas en el catálogo. Haciendo esto encontramos 3 tormentas, las cuales además estaban incluidas en el catálogo de Jones (1955). Estas 3 tormentas geomagnéticas serán las que analizaremos en el presente estudio. Por ello, en la tabla 1 listamos algunas de sus características según el índice geomagnético aa*, y en la tabla 2 mostramos otras características según Jones (1955).

Tabla 1* – Tormentas geomagnéticas ocurridas dentro del intervalo de años 1914-1920 catalogadas dentro de las 60 mayores tormentas geomagnéticas según su índice aa ***(Geomagnetic storms in the years 1914-1920 catalogued within the 60 greatest geomagnetic storms according to aa* index)***

Puesto	aa*	Inicio	Máximo	Duración
31	241	21/03/1920	22/03/1920	63
38	221	10/08/1919	11/08/1919	39
55	198	16/06/1915	17/06/1915	36

Tabla 2* – Características de las tormentas geomagnéticas seleccionadas según Jones (1955). La tercera, cuarta y quinta columnas muestran las variaciones de las componentes del campo geomagnético para la declinación (D), la componente horizontal (H) y para la componente Z.** ***(Geomagnetic storm characteristics according to Jones (1955). Third, fourth and fifthe columns show the variations of the geomagnetic field components for the declination (D), the horizontal component (H) and the component Z)

Ref. no.	Fecha	D (´)	H (γ)	Z (γ)
52	22/03/1920	86	730	>>490
50	11/08/1919	58	>360	>720
46	17/06/1915	71	>375	>295

Una vez hemos seleccionado las tormentas geomagnéticas el siguiente paso es identificar los grupos de manchas solares que las causaron. Para ello tomamos una determinada fecha (de comienzo de una tormenta) y vemos en nuestro catálogo de Madrid los grupos de manchas solares presentes ese día. De entre todos los grupos elegimos como grupo fuente de la tormenta solar el que presente una mayor área tanto ese día como varios antes y después (además tenemos en cuenta que el mismo día y el anterior a la tormenta la latitud y longitud del grupo indiquen proximidad al centro del disco solar). En la tabla 3 podemos ver algunas de las características de los grupos seleccionados como causantes de las tormentas geomagnéticas. Notar que para la tormenta de 1919 no hay datos solares disponibles del día de su comienzo por lo que para mostrarlos en la tabla 3 se han interpolado linealmente a partir de los de los días anterior y posterior. Además podemos utilizar el catálogo de Jones (1955), para ayudarnos a elegir el grupo en cuestión. En él, para una determinada fecha de acontecimiento de una tormenta se acompaña la fecha de paso por el meridiano central del grupo de manchas solares más grande presente en el disco solar en un intervalo de -3 días a +5 días. Con esta información, comprobamos en el catálogo de Madrid que el grupo que elegimos posee la fecha de paso por el meridiano central aportada por el catálogo de Jones (esto se ha cumplido para cada uno de los grupos elegidos). Por último, buscamos en el catálogo de Madrid todos los días con registros del grupo elegido con el fin de estudiar la evolución de su área.

Tabla 3* – Características de los grupos de manchas solares origen de las grandes tormentas geomagnéticas estudiadas a partir de datos del catálogo de manchas solares del Observatorio Astronómico de Madrid.** ***(Characteristics of the sunspot groups that caused great geomagnetic storms according to sunspot catalogue from Astronomical Observatory of Madrid)

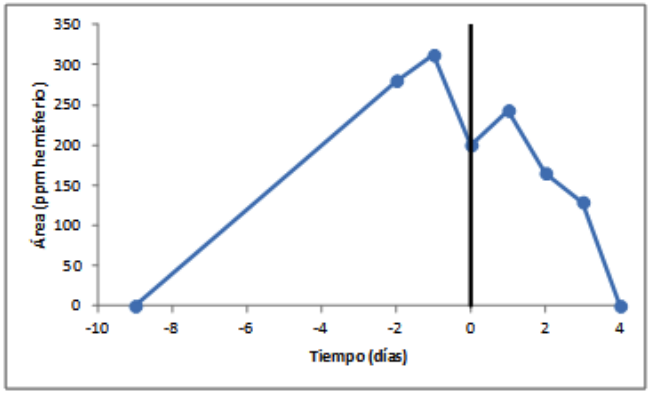
Inicio tormenta	Área (ppm hemisferio)	Latitud (º)	Longitud (º)
21/03/1920	2897	-6	8
10/08/1919	536	-7	-5
16/06/1915	200	3	20

5. RESULTADOS

Comparando las tablas 1 y 3 vemos que cuanto mayor es el área del grupo de manchas, mayores son el índice geomagnético aa* alcanzado y la duración de la tormenta geomagnética. Además, si tenemos en cuenta la latitud y longitud de los 3 grupos se puede apreciar que el grupo de 1919 estaba más centrado en el disco solar cuando se inició la tormenta que el grupo de 1920, sin embargo su índice aa* alcanzado y su duración son inferiores, lo que puede deberse en gran medida a su menor área.

En cuanto a la tabla 2 no podemos hacer muchas comparaciones entre tormentas porque los datos de las variables son poco precisos. Lo único que podemos comparar es la variación de la declinación, la cual muestra el mayor valor para la tormenta de 1920 (la mayor según el índice aa*) y el menor para la tormenta de 1919 (la segunda mayor según el índice aa*). Lo llamativo es que la tormenta de 1915 posee una categoría inferior que la de 1919 (según el índice aa*), además de que fue originada por un grupo de manchas más pequeño y menos centrado en el disco solar que el grupo que originó la tormenta de 1919 y sin embargo su variación en la declinación es mayor. No obstante, la imprecisión de los otros dos parámetros (H y Z) nos impide realizar una comparación completa entre tormentas.

En la figura 2 vemos la evolución del área de los grupos causantes de grandes tormentas geomagnéticas dentro del período de fechas 1914-1920. Hay que destacar que no existe un patrón común a los tres grupos. En el primer y segundo casos la tormenta comienza mientras el área tiene una tendencia decreciente, y en el tercer caso mientras la tendencia es creciente. Hay que señalar que esta diferencia de comportamiento puede estar influida por el tamaño de los grupos de manchas puesto que el grupo que se comporta de forma distinta posee un área mucho mayor que los otros dos. Lo único común a los tres grupos es que un determinado día (cercano al día de comienzo de la tormenta) experimentan una caída en el área más pronunciada de lo que marca la tendencia de crecimiento (o decrecimiento), que al día siguiente regresa a la tendencia normal. En el primer caso sucede el día de comienzo de la tormenta, en el segundo caso un día después del comienzo, y en el tercer caso dos días antes del comienzo.



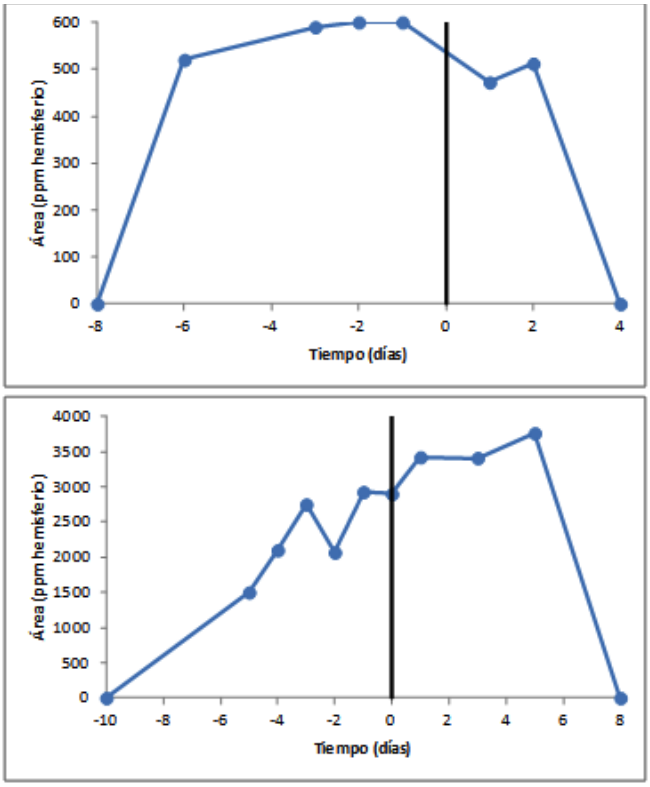


Figura 2* – Evolución del área de los grupos de manchas solares causantes de grandes tormentas geomagnéticas. (Arriba) Tormenta de 16-06-1915. (Centro) Tormenta de 10-08-1919. (Abajo) Tormenta de 21-03-1920. La línea vertical indica el día de comienzo de la tormenta según el índice aa*. *(Evolution of the area of the sunspot groups that caused great geomagnetic storms.(Top)16-06-1915 Storm. (Middle)10-08-1919 Storm. (Bottom) 21-03-1920 Storm. The vertical line indicates the onset day of the storm according to aa* index.)

6. CONCLUSIONES

En el presente trabajo hemos recuperado datos del catálogo de manchas solares del Observatorio Astronómico de Madrid, el cual cubre los años 1914-1920, con el fin de analizar regiones solares origen de grandes tormentas geomagnéticas.

Se han identificado las mayores tormentas geomagnéticas ocurridas en el período 1914-1920, para posteriormente identificar los grupos de manchas solares que las causaron.

Hemos estudiado varias características de las tormentas geomagnéticas y de los grupos de manchas solares que las originaron para evaluar su relación, deduciendo que el área del grupo de manchas juega un papel importante en la intensidad y duración de las tormentas geomagnéticas.

Se ha realizado un seguimiento de la evolución del área de los grupos de manchas solares causantes de las mayores tormentas geomagnéticas del período 1914-1920. Se ha encontrado que los grupos pequeños son causa de tormenta geomagnética cuando su área está decreciendo, mientras que el grande lo hace cuando su área crece. Además se ha detectado una caída en el área más pronunciada de lo que marca la tendencia de crecimiento (o decrecimiento) cerca del día de comienzo de la tormenta geomagnética. No obstante, hay que señalar que para poder arrojar conclusiones sólidas habría que hacer un estudio con muchos más casos. Sin embargo, los datos existentes del Observatorio Astronómico de Madrid en los que se hace un estudio individualizado de grupos de manchas solares solo cubren el período 1914-1920, por lo que para trabajar con más casos deberíamos considerar tormentas de menor intensidad. De momento, el objetivo de este trabajo ha sido hacerlo con las mayores.

7. AGRADECIMIENTOS

Deseamos agradecer la ayuda proporcionada por el personal de la biblioteca y archivo del "Centro Territorial de la AEMET" (Badajoz, España), del "Observatorio Astronómico de Madrid" (Madrid, España) y del "Observatório Astronómico de Lisboa" (Lisboa, Portugal). También agradecemos el apoyo de la Junta de Extremadura (Research Group Grant No. GR10131), del Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España (AYA2011-25945), y de COST Action ES1005 TOSCA (http://www.tosca-cost.eu).

8. REFERENCIAS

Aguilar, M. (1916): *Anuario del Observatorio Astronómico de Madrid* **1917**, 437-494.

Aguilar, M. (1920): *Anuario del Observatorio Astronómico de Madrid* **1921**, 313-354.

Aguilar, M. (1921): *Anuario del Observatorio Astronómico de Madrid* **1922**, 439-466.

Aparicio, A. J. P., J. M. Vaquero,V. M. S. Carrasco and M. C. Gallego (2014): "Sunspot Number and Area from Astronomical Observatory of Madrid (1876-1986)". (en preparación).

Jones, H.S. (1955): "Sunspot and Geomagnetic-Storm Data Derived from Greenwich Observations 1874-1954". *Her Majesty's Stationery Office*, Londres.

Lanzerotti, L. (2007): "Value of historical space weather events". *Space Weather*, **5**, S06005, doi:10.1029/2007SW000342.

Lefevre, L. and F. Clette (2014): "Survey and Merging of Sunspot Catalogs". *Solar Physics,* **289**, 545-561

López Arroyo, M. (2004): *El Real Observatorio Astronómico de Madrid (1785-1975)*, Dirección General del Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

Vaquero, J.M. and M. Vázquez (2009): *The Sun Recorded Through History*, Springer, New York.

Sensibilidad a las tormentas ionosféricas de los sistemas SBAS
SBAS Systems sensitivity to ionospheric storms

G. Rodríguez-Caderot[(1)(2)] I. Blanco[(3)] M. Herraiz[(3)(4)] M. Rodríguez-Bouza[(3)]
[(1)]Sec. Dptal. Astronomía y Geodesia, Facultad de Matemáticas, UCM, Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, grc@ucm.es
[(2)]Instituto de Matemáticas Interdisciplinar, UCM, Madrid
[(3)]Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología), Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, mrodriguezbouza@ucm.es
[(4)]Instituto de Geociencias, (UCM, CSIC), Madrid, mherraiz@ucm.es

SUMMARY

The Augmentation Systems based on Satellites (SBAS), Ground stations (GBAS) or Aircrafts (ABAS) have been designed to improve the performance of monofrequency receivers in the present GNSS constellations. The role of these Systems can be decisive for the safety of planes and other means of transportation in adverse ionospheric situations but even the own Systems can be affected by these anomalous situations. This work analyses the influence of strong ionospheric storms on EGNOS, the European SBAS.

1. INTRODUCCIÓN

El rendimiento de un sistema de navegación por satélite se evalúa de acuerdo con estos cuatro criterios (http://egnos-portal.gsa.europa.eu):
- Continuidad: capacidad de un sistema de navegación para funcionar sin interrupción.
- Integridad: capacidad de un sistema de proporcionar umbrales de confianza, así como avisos en caso de anomalías en los datos de posicionamiento.
- Precisión: diferencia entre la posición, velocidad o tiempo reales del receptor y las medidas.
- Disponibilidad: porcentaje de tiempo durante el cual la señal cumple los criterios de precisión, integridad y continuidad.

Los sistemas GNSS GPS de EE.UU. o GLONASS de Rusia, por ejemplo, no cumplen los requisitos operativos de uso establecidos por la ICAO (International Civil Aviation Organisation) en las fases más críticas del vuelo de una aeronave, en particular el aterrizaje. Para garantizar que se cumplan estos requisitos ICAO decidió desarrollar varios sistemas de aumento para GNSS: GBAS, SBAS y ABAS. En la banda de frecuencias utilizada por estos satélites (banda-L, entre 1.2 y 1.6 GHz) la ionosfera causa retrasos en la señal que se corresponden con errores en la distancia entre satélite y receptor superiores a los 100 m. Para aplicaciones en tiempo real, las correcciones de los parámetros de cada satélite de las constelaciones GNSS deberán ser transmitidas a los usuarios a través de receptores terrestres emitiendo en las bandas VHF y UHF (GBAS) o si se requiere una amplia cobertura, a través de satélites geoestacionarios (GEOs) que emitan pseudocódigos con información de corrección (SBAS) (Toloza, 2012)

Las incertidumbres permanecen de forma particular en caso de irregularidades dinámicas en la densidad del plasma ionosférico, como las producidas durante las tormentas ionosféricas. Para muchos usuarios estos errores no tienen gran importancia, pero para otros pueden afectar la calidad y seguridad de las operaciones. Existe, por tanto, una necesidad de corregirlos, o en caso de que no sea posible, advertir al usuario inmediatamente.

2. TORMENTAS ANALIZADAS Y RELACIÓN CON EVENTOS SOLARES

El incremento de actividad solar conlleva un aumento de la probabilidad de que tengan lugar fulguraciones solares o eyecciones de masa coronal (CME). Estos fenómenos pueden producir fuertes variaciones en las partículas y la radiación incidentes sobre la Tierra. Como resultado, pueden producirse tormentas ionosféricas que modifican la distribución de la densidad electrónica y el sistema de corrientes ionosférico (Arbesser-Rastburg y Jakowski, 2007)

Con objeto de estudiar el impacto ionosférico sobre EGNOS (SBAS europeo desarrollado para mejorar las prestaciones de GLONASS, GPS y GALILEO en Europa y Africa), se han seleccionado las tormentas más intensas (Dst_{pico}< -100nT y $K_p \geq 6$) ocurridas desde el año 2006, fecha a partir de la cual existen datos en el servidor de EGNOS. Aunque el servicio abierto (EGNOS Open Service) comienza a estar operativo el 1 de Octubre de 2009, los datos anteriores son accesibles. El servicio para aviación (EGNOS Safety of Life) está operativo desde el 2 de Marzo de 2011. Este período corresponde con el final del Ciclo solar 23 (hasta Enero de 2008) y parte del Ciclo 24. Actualmente estamos llegando al máximo solar (http://ciencia.nasa.gov/ciencias-especiales/01mar_twinpeaks) pero la actividad está siendo relativamente baja por lo que se piensa que las predicciones podrían haber fallado. Es por esto por lo que las tormentas estudiadas no son excesivamente intensas. Las tormentas que reúnen las condiciones anteriores son las siguientes:
- 14-15 de Diciembre de 2006: debida a una fulguración solar de clase X3, una de las más intensas, en una mancha solar el día 13 a las 02:40 UT. La explosión desató una CME en la dirección de la Tierra, a donde la perturbación llegó el día 14.
- 05 de Agosto de 2011: asociada a varias fulguraciones, la más intensa de clase M9.3 el día 4 a las 03:57 UT. La erupción dio lugar a una CME dirigida hacia Tierra, que llegaría a ella el día 5.
- 26 de Septiembre de 2011: causada por una fulguración de clase X1.9 el día 24 a las 09:40 UT parcialmente dirigida a Tierra.
- 24-25 de Octubre de 2011: producida por la suma de una fulguración de tipo M1 a las 11:10 UT que dio lugar a una CME parcialmente dirigida hacia la Tierra y una erupción de un filamento solar a las 02:00 UT dirigida hacia Tierra. Ambos fenómenos tuvieron lugar el día 22.
- 08-09 de Marzo de 2012: la primera erupción solar X1 ocurrió el día 5 a las 04:13 UT, seguida de dos más el día 7: una X5 a las 00:28 UT y otra menor a las 01:14 UT. El impacto de las CMEs produjo la perturbación.
- 24 de Abril de 2012: originada por una CME relativamente débil dirigida hacia Tierra.
- 14-15 de Julio de 2012: asociada a una erupción X1.4 que tuvo lugar el día 12 a las 16:53 UT, cuya CME llegó a Tierra la tarde del 14 de Julio. La ionosfera sufrió una perturbación, dando lugar a una disminución del TEC.
- 01 de Octubre de 2012: causada por una explosión en una mancha solar el día 28 de Septiembre, emitiendo una CME al espacio ligeramente dirigida hacia la Tierra, que impactaría débilmente.
- 13-14 de Noviembre de 2012: dos CMEs pequeñas los días 9 y 10 dirigidas a Tierra perturbaron la ionosfera terrestre.
- 17 de Marzo de 2013: producida por la explosión de un filamento magnético el día 15 sobre las 06:00 UT con una fulguración asociada M1 y su consecuente CME. Produjo un incremento anormal en el TEC seguido por una disminución el día 18.

- 1 de Junio de 2013: producida por una CME que golpea débilmente el campo magnético terrestre el 31 de Mayo, produciendo un descenso del TEC el día 1 de Junio.

3. DATOS Y METODOLOGÍA

Para realizar este Trabajo se han empleado 792 ficheros EMS (EGNOS Message Server), 66 RINEX de observación y 66 RINEX de navegación. Los ficheros RINEX utilizados proceden de las estaciones de Villafranca del Castillo (Madrid) y Maspalomas (Las Palmas), emplazamientos con una clara diferencia en su latitud geomagnética. El software utilizado es PEGASUS 4.7.5 (Prototype EGNOS and SBAS Analysis System Using SAPPHIRE).

4. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Uno de los cuatro factores que determinan el rendimiento de un sistema de navegación es su continuidad o capacidad del sistema para funcionar sin interrupción. La continuidad supone una de las mejoras de EGNOS frente a GPS. Por ello en este trabajo se pretende analizar la continuidad bajo situaciones adversas de tormenta ionosférica. Para extraer conclusiones se debe tener en cuenta que hasta el día 22/03/2012 los satélites operativos del sistema eran PRN120 y PRN124, mientras que el satélite PRN126 tenía el estado de EGNOS TEST. Desde ese día en adelante PRN126 cambia su estado a operativo mientras que PRN124, debido a su estado de envejecimiento, cambia a EGNOS TEST, mejorando así la visibilidad del área norte de la ECAC, European Civil Aviation Conference, (http://www.essp-sas.eu/monthly_performance_reports). Teniendo en cuenta esto, se pueden extraer los siguientes resultados:

- Los tres satélites de EGNOS sufren pérdidas en su señal de corrección rápida, en la que está incluido el mensaje ionosférico, durante las tormentas más intensas.
- El satélite PRN120 sufre cortes en la señal en 5 de las 11 tormentas en las que esta operativo, PRN124 en 4 de las 5 tormentas en las que está operativo y PRN126 en 2 de 6 tormentas.
- Para los casos de tormentas negativas, en las que disminuye el TEC, no se observa ninguna interrupción en la señal. El TEC parece ser un factor decisivo en las perturbaciones de EGNOS por causas ionosféricas.
- En ningún caso los dos satélites operativos de EGNOS pierden la señal simultáneamente. Esto significa que mientras la continuidad de los satélites se ve afectada durante períodos de hasta varias horas, la disponibilidad del sistema, es decir el porcentaje de tiempo en el que al menos uno de los satélites está operativo, se mantiene en el 100% de los casos (]http://www.essp-sas.eu/monthly_performance_reports).

Cuando tiene lugar una tormenta ionosférica pueden existir cortes en la señal transmitida por alguno de los satélites pero aunque la perturbación no llega a producirse, la densidad de IGPs (Ionospheric Grid Points) disponibles disminuye, ya que ésta depende de las condiciones ionosféricas. La causa es que, en caso de gradientes espaciales y temporales de TEC elevados, los algoritmos de EGNOS tienden a realizar una estimación del error conservadora. Esto quiere decir que en algunos casos IGPs con GIVEi (Grid Ionospheric Vertical Error indicator), alto tienen el estado "Not monitored" por razones de seguridad. Los IGPs de latitudes altas, a partir de 40º N del área ECAC permanecen con una disponibilidad próxima al 100% pero en latitudes inferiores, especialmente en la ionosfera sobre el sur de la Península Ibérica la disponibilidad disminuye a un 70%. Si nos fijamos en latitudes inferiores, como la de las Islas Canarias, la disponibilidad desciende hasta un 60%.

Otro aspecto fundamental que determina el rendimiento de un sistema de navegación es su integridad, definida como la capacidad de proporcionar umbrales de confianza, así como avisos en caso de anomalías. El GIVD (Grid Ionospheric Vertical Delay) onforma sobre la diferencia del retraso vertical proporcionado por el modelo ionosférico y el real. El GIVEi es un estimador del error con el que se proporciona el GIVD y es el parámetro que da la integridad.

La figura 1 representa la tormenta del 17 de Marzo de 2013 (b), así como el día previo (a) y posterior (c). En ésta se ve cómo empeora el valor del retraso ionosférico dado por el modelo de EGNOS en condiciones de tormenta ionosférica. En la figura 1(a) y (c) los valores del GIVD permanecen por debajo de 5 metros en la zona de Europa, en la mayor parte por debajo de 3 metros. Cuando tiene lugar la tormenta (b) el GIVD supera 6 metros en gran parte del norte de Europa y 7 metros en la zona de Italia y al este de la misma. La zona más afectada es la ionosfera situada al sur de la Península Ibérica, Marruecos y Argelia.

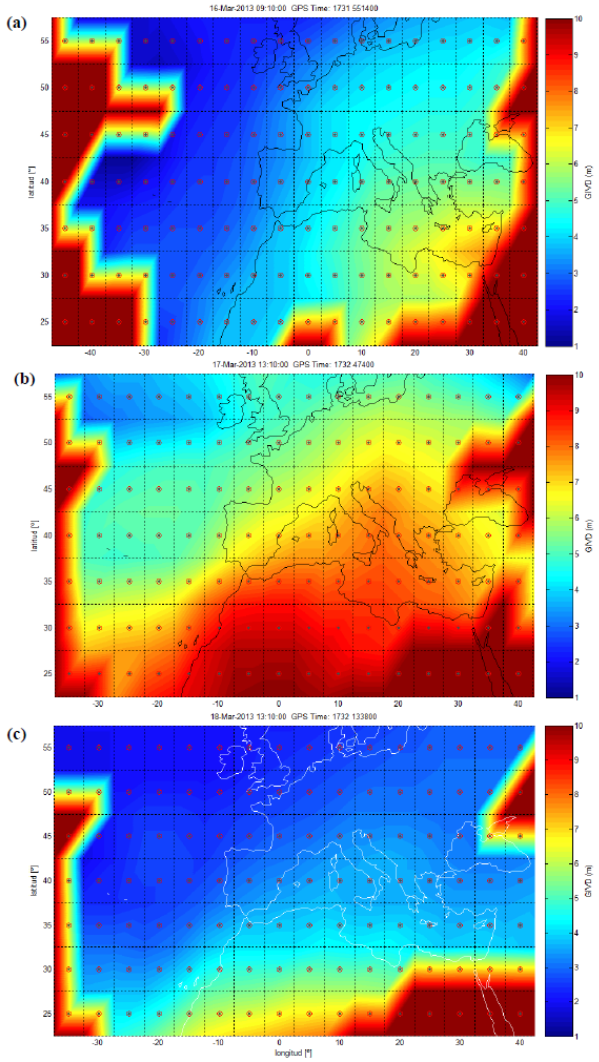


Figura 1* – Valores del GIVD para las 09:10 UT de los días (a) 16/Mar/2013, (b) 17/Mar/2013, día de la tormenta ionosférica y (c) 18/Mar/2013. *(GIVD values at 09:10 UT, on March 16,2013 (a) March 17, 2013 (b) and March 18,2013(c). The storm took place the second day.)

Para analizar si la integridad de EGNOS también se ve afectada bajo esas condiciones, en la figura 2 se muestra un ejemplo de los valores de GIVD, (a y b), y GIVEi, (c y d), para la tormenta ionosférica del 24-25 de Octubre de 2011 a las 9:30 UT para el satélite PRN120. El día 24 parece que la ionosfera comienza a sufrir perturbaciones, ya que los valores del GIVD son relativamente elevados. La mañana del día 25, cuando ya ha llegado la tormenta, los valores de GIVD aumentan, especialmente en la zona sudeste de la Península Ibérica.

En vista de las figuras, obtenemos los siguientes resultados:

- La corrección del modelo ionosférico de EGNOS empeora en los casos de tormenta ionosférica positiva, es decir, el GIVD aumenta para cualquiera de los tres satélites EGNOS.
- Para las tormentas negativas analizadas la perturbación en el GIVD es inapreciable. Como no existe una amplia representación

de este tipo de tormentas, además de ser relativamente débiles, no se puede generalizar este resultado.

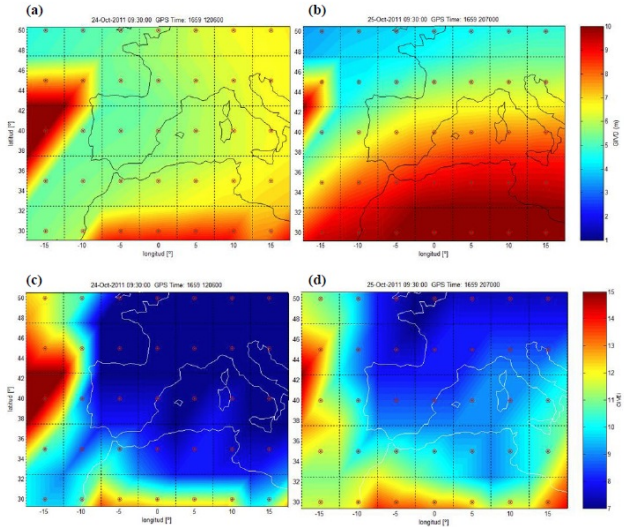


Figura 2. **(a) Interpolación de los valores de GIVD para el 24/Oct/2011 a las 09:30 para el satélite PRN120. (b) GIVD para la misma hora y satélite el 25/Oct/2011. (c) Interpolación de los valores de GIVEi para la situación mostrada en (a). (d) GIVEi para la situación mostrada en (b). (*** ***(Interpolation of GIVD (a) and GIVEi (c) values for October 24, 2011, at 09:30 UT and PRN120. (b) GIVD(b) and GIVEi (d) for October 25, 2011, and the same hour and satellite.)***

- En algunos casos el GIVD durante la tormenta llega a valores superiores a 10 metros en la ionosfera sobre la Península Ibérica, de forma que se merma la capacidad de corrección del modelo ionosférico.
- El GIVEi, al igual que el GIVD, aumenta en los casos de tormenta. En el caso de la figura 2 aumenta aproximadamente de un GIVEi de 7 a 9. Esto quiere decir que durante situaciones de tormenta ionosférica los datos de GIVD transmitidos por EGNOS, además de ser mayores, tienen una menor integridad.

Para contrastar los resultados de los mapas de GIVD calculados por EGNOS con otras técnicas de modelización de la ionosfera hemos realizado una comparación de estos mapas con mapas regionales de TEC estimado en la ionosfera sobre la Península Ibérica.

En la figura 3 se representan dos mapas de TEC, el primero para el día 24 de Octubre de 2011(a), con valores típicos de una situación ionosférica perturbada, y la segunda (c) para el día de la tormenta; y sus correspondientes GIVD (b y d). Las gráficas corresponden al TEC (en TECus) obtenido en los IPP mediante un software desarrollado por el Profesor Luigi Ciarolo en el Instituto di Fisica Applicata "Nello Carrara" de Florencia y el Profesor Sandro Radicella en el International Center for Theoretical Physics de Trieste (Italia). Calcula el vTEC (TEC vertical) en los IPP, multiplicando el sTEC (TEC oblicuo) por el coseno de la elevación. Para esto se utilizan datos de 37 estaciones terrestres y entre 4 y 5 satélites (Rodríguez-Bouza, 2012). El resultado obtenido es una clara correlación entre los mapas regionales de TEC y los mapas de GIVD calculados por EGNOS.

5. CONCLUSIONES

Al analizar los efectos, de acuerdo con los cuatro criterios que de las once tormentas ionosféricas más intensas que han tenido lugar desde poco antes de declararse operativo el sistema, considerando para ello los cuatro criterios que hacen robusto a un sistema GNSS: continuidad, integridad, precisión y disponibilidad, los resultados muestran que el actual aumento de la actividad solar está afectando significativamente la disponibilidad del sistema EGNOS ya que se superan las barreras establecidas para la monitorización.

Durante una tormenta ionosférica la continuidad de los satélites GEO de EGNOS no está asegurada; se ha visto cómo durante las tormentas más intensas existen cortes en la señal transmitida. Por su parte, la integridad se ve afectada en menor medida pero para aplicaciones de seguridad como la navegación aérea, el nivel disminuye y es insuficiente para operaciones de aproximación. Estos resultados son coherentes con otros análisis del sistema EGNOS, como el de Montefusco et al. (2005) [14] para la gran tormenta de Octubre y Noviembre de 2003, en la que EGNOS todavía estaba en fase de prueba.

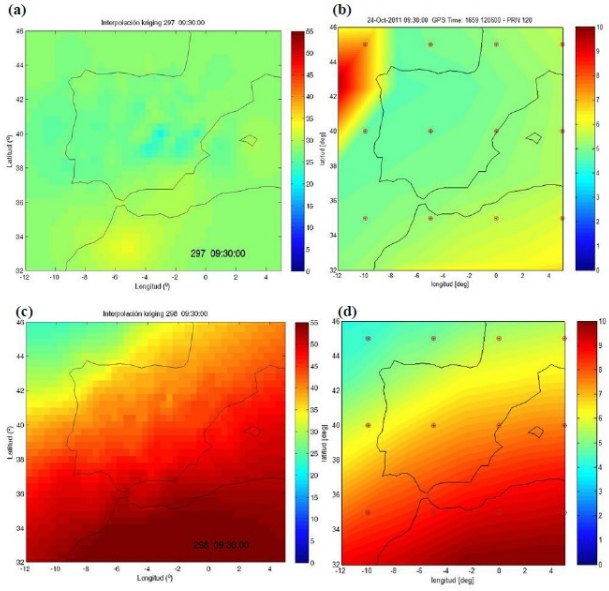


Figura 3. **Mapas regionales ionosféricos del TEC en TECus para el día 24/Oct/2011 a las 09:30 (a) y 25/10/2011 (c) y valores del GIVD sobre la Península Ibérica para el día 24/Oct/2011 a las 09:30 (b) y 25/10/2011 (d).** ***(Ionospheric TEC (a) and GIVD (b) maps over the Iberian Peninsula for October 24, 2011 at 09:30 UT. (c) and (d): the same for October 25, 2011. TEC units are TECu).***

6. REFERENCIAS

Arbesser-Rastburg, B. and N. Jakowski (2007), "Effects on Satellite Navigation" *Space Weather - Physics and Effects Praxis-publishing / Springer.*

Montefusco C., J. Ventura-Traveset, B. Arbesser-Rastburg, F. Froment, D. Flament, E. Tapias, S. Radicella and R. Leitinger (2005). "Assessment of EGNOS performance in worst ionosphere conditions (October and November 2003 storm)." *European Navigation Conference 2005,* Munich.

Rodríguez-Bouza, M., (2012) : "Estudio de las tormentas ionosféricas y su influencia en el funcionamiento de los GNSS en la Península Ibérica." *Trabajo de investigación de Máster.* Universidad Complutense de Madrid.

Toloza, J.M. (2012): "Algoritmos y técnicas de tiempo real para el incremento de la precisión posicional relativa usando receptores GPS estándar." *Tesis doctoral*, Universidad de La Plata.

http://egnos-portal.gsa.europa.eu

http://ec.europa.eu/enterprise/policies/satnav/files/egnos/egnos_os_sdd_v2.0_en.pdf

http://ciencia.nasa.gov/ciencias-especiales/01mar_twinpeaks/

http://gnss.be/Atmospheric_Maps/ionospheric_maps.php

http://www.spaceweather.com/

http://www.essp-sas.eu/monthly_performance_reports

http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/index.html (Kyoto University)

http://www.tesis.lebedev.ru/en/magnetic_storms.html

User guide for EGNOS applications developers (2009). CNES, EU, ESA

PEGASUS Technical Notes on SBAS (2003). GNSS Tools Team. EUROCONTROL.

Región solar origen de grandes tormentas geomagnéticas durante 1920-1928
Solar source region of great geomagnetic storms during 1920-1928

Carrasco, V.M.S.[1,2], Aparicio, A.J.P.[2], Gallego, M.C. [2], and Vaquero, J.M.[2]
[1] Évora Geophysics Center, Rua Romão Ramalho, 59, 7000 Évora, Portugal, victorm.sanzc@gmail.com
[2] Universidad de Extremadura, Avda. Elvas s/n, 06006 Badajoz, España

SUMMARY

We present a study of sunspot groups that caused great storms during the period 1920-1928. We use the sunspot catalogue of the Astronomical Observatory of the University of Valencia (Spain). We have also used the catalogue of Jones (1955) of large geomagnetic storms and the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) classification of great solar storms according to the aa index. The evolution of the area of these sunspot groups shows that, in general, their area is decreasing.*

1. INTRODUCCIÓN

La recuperación de información correspondiente al pasado de la actividad solar es fundamental tanto para un mejor entendimiento del comportamiento y evolución de la misma como para estudiar los efectos que el ciclo solar provoca en el sistema climático de la Tierra (Vaquero y Vázquez, 2009).

Actualmente, las tormentas solares pueden causar graves problemas en nuestra sociedad como, por ejemplo, daños en satélites o sistemas de comunicación e, incluso, colapso de las redes eléctricas. Por ello, es importante extraer toda la información solar posible que nos dé pistas para tratar de entender y predecir estas tormentas. Ello nos llevaría a crear o mejorar protocolos de actuación en caso de ocurrencia o riesgo de tormenta solar y, así, evitar o minimizar los daños. Para ello, necesitamos información detallada de estos fenómenos. Sin embargo, muchas de estas grandes tormentas se dieron en el pasado no reciente y no es sencillo conseguir datos sobre ellas.

El Observatorio Astronómico de la Universidad de Valencia (OV) publicó un catálogo de manchas solares a partir de sus observaciones entre los años 1920-1928, ambos inclusive. Los años 1921 y 1922 no fueron publicados por causas que hasta el momento se desconocen. Este tipo de catálogos tiene especial interés puesto que se muestra, además del número de manchas y grupos, parámetros solares importantes como el área y las coordenadas heliográficas de las manchas solares. Aunque hay varios catálogos a nuestra disposición, algunos incluso con largas series temporales como el del Royal Greenwich Observatory (RGO), se ha mostrado que existen algunas limitaciones como, por ejemplo, la superposición limitada entre ellos o la cobertura temporal que poseen (Lefevre and Clette, 2012)

En este trabajo, analizamos los grupos registrados en este catálogo que pudieron causar grandes tormentas solares. Para ello, hemos comparado nuestro catálogo con el de Jones (1955) y la clasificación del NOAA donde se muestran las mayores tormentas solares registradas a partir del siglo XIX (http://www.ngdc.noaa.gov/stp/geomag/aastar.html).

2. CATÁLOGO DEL OBSERVATORIO ASTRONÓMICO DE LA UNIVERSIDAD DE VALENCIA

El OV fue fundado en 1909 por el D. Ignacio Tarazona y Blanch quién, además, fue su primer director. Se proporcionó al observatorio de un buen equipamiento donde destacaba un telescopio refractor de la casa Grubb con una apertura de 6''. Entre el equipamiento también se encontraba un telescopio Zeiss con una apertura de 110 mm, un círculo meridiano, un teodolito para la medida de ángulos, una cámara fotográfica, un espectroscopio, un cronómetro de tiempo sidéreo y un péndulo astronómico, entre otros. La primera etapa del OV se cerró en 1932 debido a un incendio ocurrido en la Universidad que destruyo casi la totalidad del observatorio (Rivas Sendra, 2009).

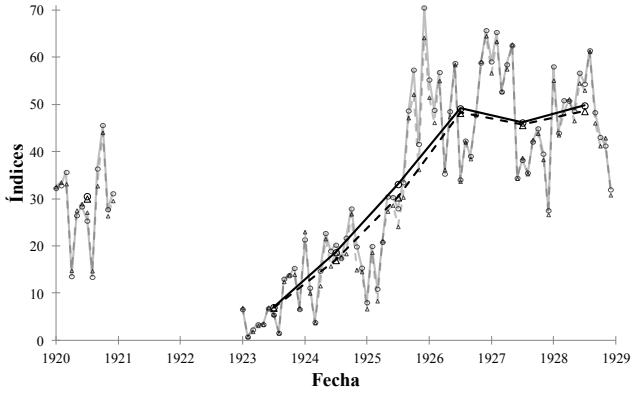


***Figure 1* – Annual (thick circles) and monthly (thin circles) values of VISN. Annual (thick triangles) and monthly (thin triangles) values of VGSN.**

El procedimiento llevado a cabo en el OV para el estudio de la estadística de manchas solares fue realizado usando la fotografía solar. Las cámaras fueron diseñadas para tomar imágenes del Sol con un diámetro de 10 cm. Los datos registrados correspondientes al periodo 1920-1928, exceptuando los años 1921 y 1922 como se ha descrito anteriormente, tienen una cobertura temporal del 74% con respecto al periodo completo de estudio. El catálogo el OV contiene información acerca de las fechas y horas de las observaciones, calidad de las observaciones, grupo al que pertenece cada mancha solar, latitud y longitud heliográfica, superficie de cada mancha solar y, por último, tipología de las manchas. La nomenclatura en la tipología sigue aquella establecida por Cortie (1901). Este catálogo estará disponible en formato digital próximamente.

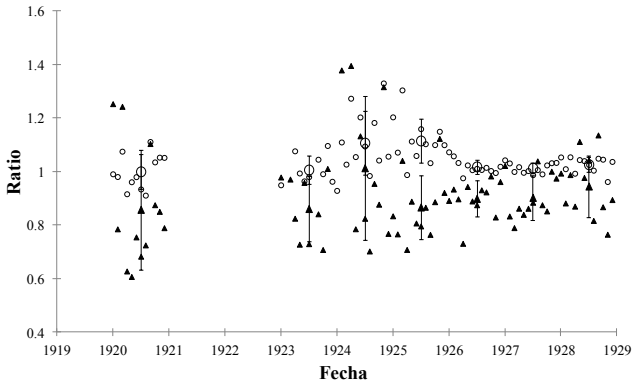


***Figure 2* – The circles (triangles) represent the ratio VISN/VGSN (ISN/GSN). Error bars are given by standard deviation.**

Los índices de manchas solares han sido calculados siguiendo las definiciones conocidas de los índices de referencia International Sunspot Number (ISN) y Group Sunspot Number (GSN). Así, definimos el índice Valencia International Sunspot Number (VISN) como *VISN=10g+f* y el índice Valencia Group Sunspot Number (VGSN) como *VGSN=12.08g* siendo *g* el número de grupos y *f* el número de focos. En la Figura 1 mostramos la evolución de estas series para estos índices referentes al catálogo de Valencia.

Se puede comprobar que la serie del OV es robusta puesto que no presenta cambios significativos en la evolución del ratio entre los índices calculados para el OV y los índices de referencia ISN y GSN (Figura 2).

Además, en la Figura 3 mostramos el diagrama de mariposa construido para el catálogo del OV. El diagrama de mariposa es una simple representación de la evolución temporal de las latitudes registradas en el catálogo, sin embargo, una valiosa información puede ser extraída del mismo. Hemos delimitado el diagrama entre las latitudes ±40º debido a que todas las manchas solares registradas en este catálogo están dentro de este rango.

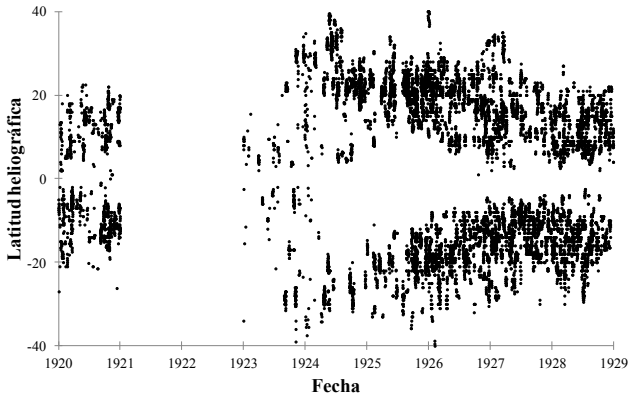


***Figure 3* – Butterfly diagram for Valencia catalogue.**

Un análisis más completo sobre el catálogo de Valencia podría haberse presentado pero consideramos que no es el objetivo de este trabajo. Así, una descripción general ha sido mostrada aquí para poseer una perspectiva general de la fuente de información en la que está basado este trabajo

3. ANÁLISIS Y RESULTADOS

En primer lugar, identificamos en el catálogo de grandes tormentas solares de Jones (1955) aquellas que tuvieron lugar en el periodo de estudio; 11 casos están registrados en este catálogo. A continuación, de entre esos 11 casos seleccionamos las 6 tormentas solares más intensas según la clasificación del índice aa* elaborada por el NOAA (Tabla 1).

***Table 1* – Ranking de tormentas solares según el índice aa*.**

Ranking	aa*	Fecha tormenta	Ranking	aa*	Fecha tormenta
12	325	07/07/1928	143	136	23/02/1926
31	241	21/03/1920	144	136	11/10/1927
37	222	13/10/1926	155	134	19/08/1927
73	176	14/04/1926	213	117	27/05/1928
84	164	21/07/1927	439	90	04/03/1920
108	151	25/01/1926			

Seleccionados los casos de estudio, debemos identificar en cada evento los grupos que fueron las regiones solares fuentes de estas tormentas solares. En la Tabla 2 presentamos cronológicamente las seis mayores tormentas registradas en el OV para el periodo correspondiente a este catálogo, mostrando las fechas de inicio y fin de las tormentas, la identificación del grupo solar origen de cada tormenta según el catálogo del OV, el área del grupo, la longitud heliográfica del grupo dada en grados y su ranking atendiendo al índice aa*.

***Table 2* – Groups from Sunspots Catalog of Valencia Observatory identified with his five major solar storms.**

Fecha inicio	Fecha fin	Grupo	Área	Longitud (º)	Rank. aa*
21/03/1920	24/03/1920	37	2568	-4.8	31
25/01/1926	27/01/1926	15	3415	7.5	108
14/04/1926	15/04/1926	47	189	28	73
13/10/1926	15/10/1926	130	1107	29.5	37
21/07/1927	21/07/1927	110	136	32.1	84
07/07/1928	09/07/1928	93	568	-1.8	12

Debemos hacer notar que las áreas están dadas en millonésimas de disco solar. Además, la longitud heliográfica es establecida con respecto al meridiano central del Sol.

De los datos recogidos en la Tabla 2 comprobamos que las tormentas solares que tienen su origen en grupos de mayor área presentan un mayor tiempo de duración con respecto a aquellas que tienen su origen en grupos menores. También, deducimos que, independientemente, un mayor área de la fuente de la tormenta o una longitud del grupo origen más próxima respeto al meridiano central solar no implica necesariamente una tormenta con un mayor índice aa*. Sin embargo, en general, una combinación de estas dos características parece estar relacionada con una intensidad mayor en este índice.

En la Tabla 3 presentamos una comparación para los parámetros de área y longitud heliográfica entre los grupos identificados como origen de las tormentas solares en OV y RGO.

***Table 3* – Comparison of group between OV and RGO.**

Fecha	Área		Longitud (º)	
	OV	RGO	OV	RGO
21/03/1920	2568	2086	-4.8	-2.2
25/01/1926	3415	3385	7.5	10
14/04/1926	189	122	28	27.5
13/10/1926	1107	957	29.5	28.2
21/07/1927	136	127	32.1	31.2
07/07/1928	568	614	-1.8	-2.1

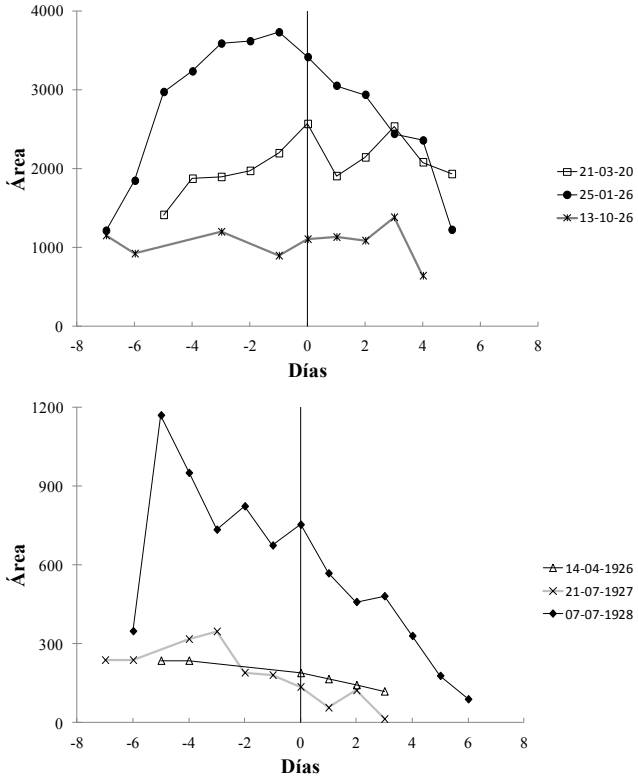


***Figure 4* – Evolution of the area of groups that caused solar storms.**

Los datos de RGO para llevar a cabo esta comparación fueron extraídos de: http://solarscience.msfc.nasa.gov/greenwch.shtml. De la Tabla 3 comprobamos que hay un buen acuerdo entre ambos observatorios para los parámetros de área y longitud. Además, podemos ver que las áreas de los grupos origen en OV son ligeramente superiores a las áreas registradas en RGO, a excepción del último caso.

En la Figura 4, mostramos la evolución del área de los grupos que causaron las tormentas solares. Esta evolución se muestra desde una semana antes a una semana después del inicio de la tormenta. Puesto que existen grandes diferencias entre el área de algunos grupos, hemos decidido representar, en la parte superior de la Figura 4, los tres mayores grupos y, en la parte inferior, los grupos más pequeños. Así mostramos de una manera más intuitiva la evolución de sus áreas. La línea vertical representa el día en el que se inician las tormentas solares.

Nuestros resultados muestran que el área de las manchas fuente de una tormenta geomagnética decrece cuando se produce dicha tormenta. Sólo para la tormenta solar acaecida el 13/10/1926 parece no cumplirse este hecho pero debemos destacar que en este evento hay una discrepancia en cuanto a la fecha de inicio de la tormenta entre el catálogo del RGO y el NOAA. RGO considera el inicio de la tormenta el día 13 mientras que el NOAA se localiza en el día 14. En cualquier caso, en el día 15 se produce una pequeña disminución del área del grupo y dos días posteriores hay un decrecimiento aún más acentuado.

Se puede apreciar que en algunos de los casos estudiados, después del cese de la actividad de la tormenta solar se produce un repunte en el tamaño del área del grupo fuente acompañado de un descenso significativo en su valor. Además, la longitud heliográfica de las regiones origen de grandes tormentas posee siempre un valor próximo al meridiano central. En los casos aquí seleccionados el máximo valor registrado referente a longitud sobrepasa ligeramente los 30º.

4. CONCLUSIONES

Hemos llevado a cabo un análisis del origen de las mayores tormentas solares que fueron registradas en el periodo cubierto por el catálogo de Valencia. Para tener una perspectiva general de este catálogo hemos presentado su índice de actividad de manchas solares, hemos mostrado la variabilidad de la serie y su diagrama de mariposa. Hemos seleccionado los seis mayores eventos en cuanto al índice aa* se refiere (elaborado por el NOAA) registrados en el catálogo de Jones (1955). Para cada caso, hemos proporcionado información acerca del grupo origen de la tormenta, adjuntado su área, longitud heliográfica y ranking acorde al índice aa*. Hemos comparado los grupos del OV con los identificados en RGO como fuentes de las tormentas obteniendo un buen acuerdo entre ambos observatorios. Por último, hemos estudiado la evolución del área de estos grupos viendo que, en general, el área disminuye cuando se produce una tormenta solar.

5. REFERENCIAS

Cortie, A.L. (1901). On the type of sun-spot disturbances. *Astrophys. J., 13, 260-264*.

Jones, H.S. (1955). Sunspot and geomagnetic storm data derived from Greenwich observations 1874-1954. *Her Majesty's Stationery Office* , London.

Lefevre, L. and Clette, F. (2014). Survey and Merging of Sunspot Catalogs. *Solar Phys. 289, 2, 545-561*.

Rivas Sendra, L. (2009). Cien años de historia del Observatorio de la Universidad de Valencia. *Astronomia, ISSN 1699-7751, Nº 120, págs. 76-85*.

Vaquero, J.M., Vázquez, M. (2009). The Sun Recorded through History, Springer.

Sistema de información rápida de perturbaciones en la ionosfera
Quick Information System for ionospheric perturbation

M. Rodríguez-Bouza[(1)] G. Rodríguez-Caderot[(2)(3)] B. Moreno-Monge[(2)] I. Rodríguez-Bilbao[(1)] M. Herraiz[(1)(4)]

[(1)]Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología), Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, mrodriguezbouza@ucm.es
[(2)]Sec. Dptal. Astronomía y Geodesia, Facultad de Matemáticas, UCM, Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, grc@ucm.es
[(3)] Instituto de Matemáticas Interdisciplinar UCM, Madrid
[(4)]Instituto de Geociencias, (UCM, CSIC), Madrid, mherraiz@ucm.es

SUMMARY

In this work we present a prototype of a Quick Information System aimed at warning about the ionospheric disturbances and based on the daily analysis of the behaviour Total Electron Content, TEC, of the ionosphere. The System analyses a representative sample of the TEC over Portugal, Spain and Italy and produces a warning message if a ionospheric storm is detected. We also present a test of our system using past geomagnetic storms.

1. INTRODUCCIÓN

En los últimos años, el comportamiento ionosférico perturbado que deriva de fenómenos solares adversos está recibiendo una gran atención debido a nuestra, cada vez mayor, dependencia de los sistemas tecnológicos que se ven afectados por dichos fenómenos. Este análisis se ve favorecido por la creciente disponibilidad de datos obenidos a partir de redes GNSS permanentes.

Las tormentas ionosféricas son consecuencia de las tormentas geomagnéticas producidas por fenómenos solares intensos como eyecciones de masa coronal y fulguraciones solares. Durante una tormenta ionosférica se originan variaciones del contenido total de electrones, TEC, de la ionosfera (Kelly, 2009). Las tormentas ionosféricas tienen varias fases y dependiendo de si se produce un incremento o una disminución del TEC, una fase se clasifica como positiva o negativa (Buonsanto, 1999).

Las tormentas ionosféricas sobre Europa no han sido estudiadas con tanta intensidad como sobre América del Norte donde se han registrado tormentas muy severas, algunas de las cuales, como la de Halloween de 2003, produjeron fallos en los sistemas de navegación basados en GNSS (Komjathy et al., 2005; Basu et al., 2008). Sin embargo, estudios recientes (Bergeot et al., 2011; Spoogli et al., 2009) muestran que el continente europeo, especialmente en las las altas latitudes, no está exento de sufrir este tipo de efectos.

Diversas disciplinas de la ciencia y tecnología necesitan un posicionamiento de precisión que muchas veces no puede realizarse con suficiente exactitud porque las perturbaciones generadas en la ionosfera en el transcurso de una tormentnta ionosférica incrementan la influencia que este medio ejerce sobre el posicionamiento y la navegación por satélite

En este trabajo se presenta el prototipo del sistema de información rápida sobre el estado de la ionosfera que está siendo desarrollado por nuestro grupo para alertar sobre la aparición de tormentas ionosféricas sobre Europa meridional, en concreto sobre la Península Ibérica e Italia. Para comprobar la viabilidad del sistema se ha realizado una serie de pruebas empleando datos de 6 tormentas geomagnéticas que produjeron tormentas ionosféricas sobre la región de interés. También se ha verificado que el proceso de aviso se activa con la aparición de la perturbación. Las 6 tormentas seleccionadas se listan en la Tabla 1 distinguiéndolas por la fecha en la que se alcanza el valor mínimo del índice Dst, dato que también se indica en dicha Tabla. Estas tormentas se han clasificado siguiendo el criterio de González et al. (1994) basado en este valor mínimo. La selección de estas tormentas se ha llevado a cabo siguiendo dos criterios. En primer lugar se han seleccionado las tormentas geomagnéticas de diciembre de 2006 y octubre del 2011 porque son tormentas bien estudiadas y se conocen sus efectos sobre la ionosfera (De Jesus et al. (2010), Rodríguez-Bouza et al. (2012), Blanch et al. (2013)). En segundo lugar, se han seleccionado 4 tormentas del 2012 por ser tormentas recientes de interés en los estudios que nuestro grupo realiza actualmente (ver Comunicación paralela de Rodríguez-Bouza et al.)

Tabla 1 **– Tormentas estudiadas** ***(Studied storms)***

Fecha	Dst mínimo	Clasificación
15 diciembre 2006	-162nT	Intensa
25 octubre 2011	-132nT	Intensa
25 enero 2012	-73 nT	Moderada
23 abril 2012	-104 nT	Intensa
15 julio 2012	-133 nT	Intensa
14 noviembre 2012	-108 nT	Intensa

2. DATOS

Para realizar el analisis de la ionosfera se usan datos RINEX de 16 estaciones permanentes GNSS situadas en Portugal, España, Marruecos e Italia (Figura 1), proporcionados por el International GNSS Service, IGS, y la red europea EUREF.

Estos archivos son procesados junto con los archivos de navegación de los satelites GPS y GLONASS para los días de interés.con un algoritmo (Ciraolo, 2012) que proporciona los valores del contenido total de electrones vertical, vTEC cada minuto basándose en el retardo que introduce la ionosfera en las señales de radio. Este algoritmo considera que todos los electrones de la ionosfera se encuentran concentrados en una capa fina situada a 350km de altura.

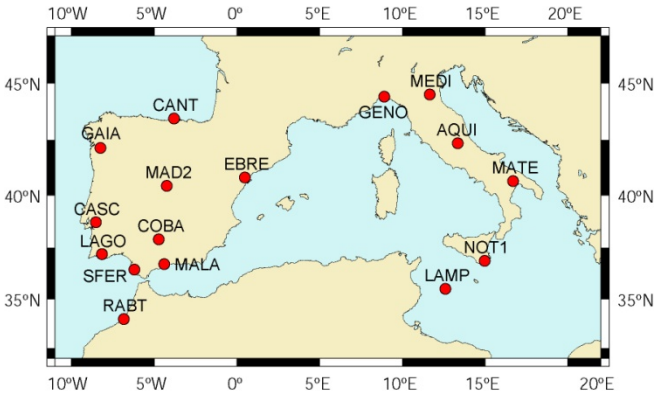


Figura 1 – Distribución de las **Estaciones GNSS utilizadas.** ***(Geographical distribution of the used GNSS stations.)***

Para cada tormenta se han estudiado 24 días en torno a la fecha en la que se alcanza el mínimo. Los periodos analizados se muestran en la Tabla 2:

Tabla 2*– Días analizados en la comprobación del sistema de aviso.** ***(Analyzed days in the test of the system.)

Fecha	Periodo analizado
15 diciembre 2006	5 diciembre – 30 diciembre, 2006
25 octubre 2011	15 octubre – 8 noviembre, 2011
25 enero 2012	15 enero – 9 febrero, 2012
23 abril 2012	13 abril – 5 mayo, 2012
15 julio 2012	12 julio – 30 julio, 2012
14 noviembre 2012	4 noviembre – 29 noviembre, 2012

3. METODOLOGIA

El prototipo del sistema de aviso comprende las etapas que se describen a continuación:

1. Descarga de archivos RINEX de las 16 estaciones GNSS para el día analizado y los 10 días previos. Descarga de los archivos de navegación de los satélites GPS y GLONASS para el día analizado, los 11 días previos y el día posterior.
2. Procesado de los archivos con el algoritmo para la obtención del vTEC cada minuto sobre cada estación.
3. Obtención de los párametros que permitan el análisis del estado de la ionosfera. Estos párametros son:
   - Valor medio del vTEC, vTECm, época por época, para los 10 días previos al analizado.
   - Variación relativa del vTEC, vTECrel, obtenida a partir de la siguiente expresión:

$$vTECrel_i(\%) = \left(\frac{vTEC_i - vTECm_i}{vTECm_i}\right) \cdot 100 \qquad (1)$$

   Donde el subíndice i hace referencia a la época.
   Además el valor del vTECrel es filtrado para evitar datos erróneos que hagan saltar el sistema de alerta. Este filtrado consiste en la eliminación de las épocas en las que el vTECrel sufre cambios bruscos con respecto a las épocas anteriores.
4. Comparación del vTECrel con el valor umbral seleccionado (±50% del valor medio). En caso de que este valor se supere al menos en el 50% de la estaciones, se emitirá un mensaje de información.

Para el estudio de las tormentas ionosféricas pasadas se ha analizado el mismo parámetro que considera el prototipo, el vTECrel. Sin embargo el cálculo de este párametro se hace de forma distinta: el prototipo calcula el valor medio del vTEC a partir de los 10 días previos al día analizado mientras que en nuestro test de comprobación hemos seleccionado los días tranquilos en torno a la tormenta. Se han considerado días tranquilos aquellos en los que el índice Dst durante todo el día tiene valores entre 20nT y -30nT. Con este valor del vTECmedio se calcula el vTECrel con la expresión (1). Al igual que en el prototipo de sistema de alerta, se considera que se produce una tormenta ionosférica cuando al menos en el 50% de las estaciones se supera el valor umbral del ±50% de vTECrel.

Tanto en el sistema de aviso como en el test de comprobación se utiliza el sistema horario de Tiempo Universal Coordinado (UTC) para evitar las diferencias horarias debidas a las distintas longitudes de las estaciones.

4. COMPROBACIÓN DEL SISTEMA

Para realizar la comprobación del sistema hemos comparado los resultados correspondientes al prototipo con el resultado de los análisis realizados a cada tormenta día a día.

Las Figuras 1 y 2 muestran los resultados obtenidos con el prototipo el 13 de diciembre del 2006, un día sin perturbación ionosférica. Comprobamos cómo para este día el valor del vTECrel no supera el valor umbral de ±50%. En cambio, el día 15 de diciembre del 2006, día de máxima perturbación de la tormenta de diciembre del 2006, se producen dos momentos en los que se supera el valor umbral (Figuras 3 y 4): el primero pasadas las 6:00 cuando se produce un descenso del vTEC respecto del valor medio, y el segundo en las horas centrales cuando el vTECrel supera el umbral señalado durante 2 horas. El día 15 se hubiera emitido el mensaje de aviso.

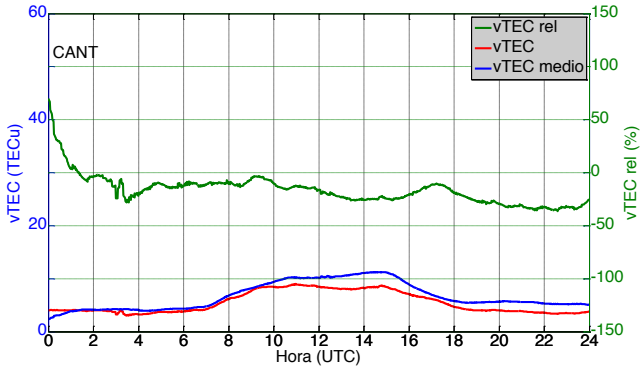


Figura 1 **–vTECrel, vTEC y vTECmedio el día 13 de diciembre 2006 en las estaciones de CANT.** ***(vTECrel, vTEC y vTECmean in CANT station the 13th of December 2006.)***

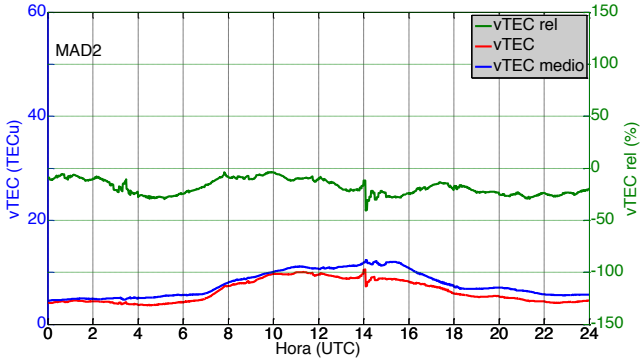


Figura 2 **–vTECrel, vTEC y vTECmedio el día 13 de diciembre 2006 en las estaciones de MAD2.** ***(vTECrel, vTEC y vTECmean in MAD2 station the 13th of December 2006.)***

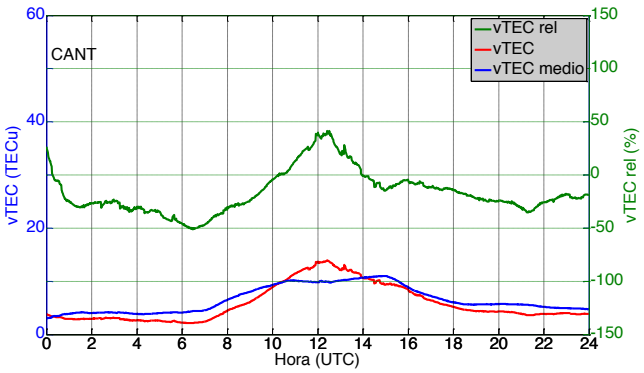


Figura 3 –vTECrel, vTEC y vTECmedio el día 15 de diciembre 2006 en las estaciones de CANT. ***(vTECrel, vTEC y vTECmean in CANT station the 15th of December 2006.)***

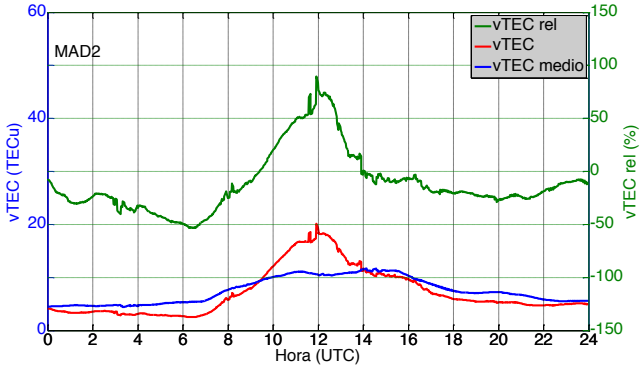


Figura 4 –vTECrel, vTEC y vTECmedio el día 15 de diciembre 2006 en las estaciones de MAD2. ***(vTECrel, vTEC y vTECmean in MAD2 station the 15th of December 2006.)***

Los resultados obtenidos en el estudio para estos días se presentan en las Figuras 5 y 6. El día 13 el valor del vTECrel se encuentra entre ±50% durante todo el día salvo en la estación de MALA donde se produce un incremento seguido de un descenso entre las 3:00 y las 6:00. Como esta variación se presenta solo en una estación no se considera que corresponda a una tormenta ionosférica por lo que el día 13 es visto como un día tranquilo como había detectado el sistema de alerta. Para el día 15 (Figura 6) se observa una tormenta ionosférica con dos fases. La primera de ellas se produce entre las 4:00 y las 8:00 cuando en la mayoria de las estaciones el valor del vTECrel desciende por debajo de -50%. Entre las 10:00 y las 13:00 se produce la segunda fase, en este caso positiva, superando el vTECrel el valor umbral de 50% salvo en las dos estaciones situadas en las latitudes más altas (CANT y GENO). El sistema de alerta detectó esta tormenta ionosféria.

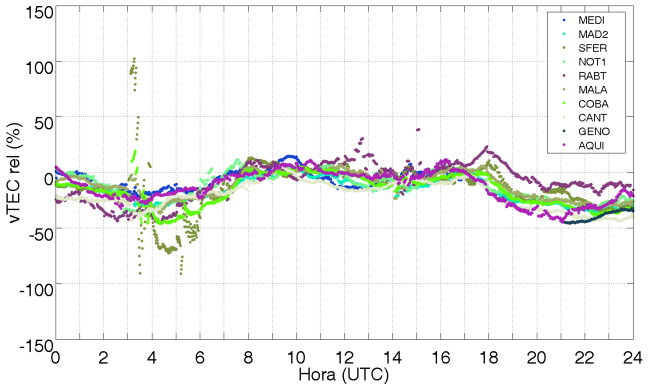


Figura 5* – vTECrel el día 13 de diciembre del 2006. *(vTECrel the 13th of December 2006.)

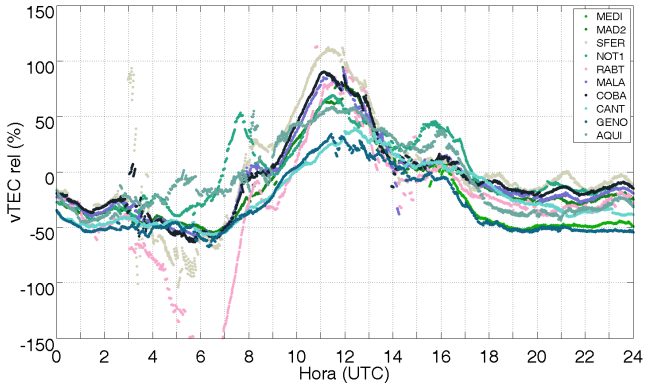


Figura 6* – vTECrel el día 13 de diciembre del 2006. *(vTECrel the 13th of December 2006.)

El día 21 de abril de 2012, el sistema de alerta detectó una tormenta ionosférica ya que en el 50% de la estaciones se superó el valor umbral. Como ejemplo se muestran los valores del vTECrel, vTEC y vTECmedio en las estaciones de GAIA y GENO. En la estación de GAIA (Figura 7) se observa una tormenta ionosférica positiva entre las 5:00 y las 7:00 mientras que en la estación de GENO (Figura 8) se detectan anomalías negativas en torno a las 7:00 y las 22:00 y una fase positva entre las 17:00 y las 18:00. El análisis de este día en el estudio de la tormenta (Figura 9) revela que es un día sin perturbación ya que en todas las estaciones, excepto en la estación de AQUI, el valor del vTECrel se encuentra dentro de los límites del valor umbral. Por tanto este día se hubiera emitido un mensaje de aviso incorrecto ya que no habia perturbación. Esta clase de error se presenta en el 22.5% de los días tranquilos estudiados.

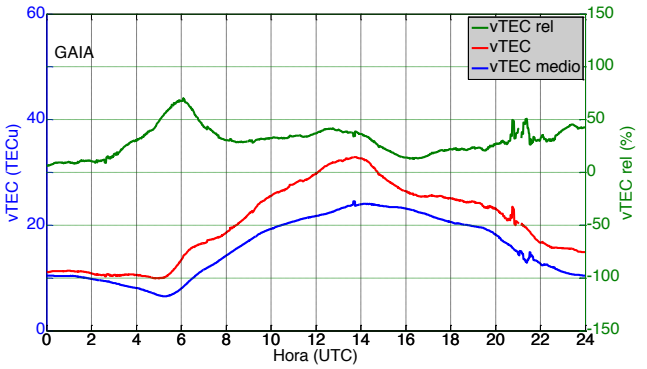


Figura 7* –vTECrel, vTEC y vTECmedio el día 21 de abril del 2012 en las estaciones de GAIA . *(vTECrel, vTEC y vTECmean in GAIA station the 21st of April 2012.)

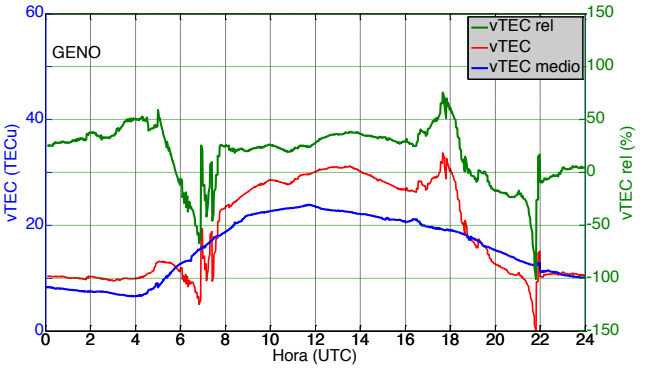


Figura 8* –vTECrel, vTEC y vTECmedio el día 21 de abril del 2012 en las estaciones de GENO. *(vTECrel, vTEC y vTECmean in GENO station the 21st of April 2012.)

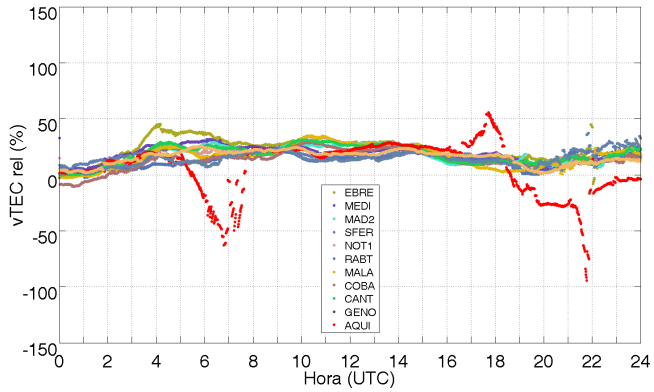


Figura 9* – vTECrel el día 21 de abril del 2012. *(vTECrel the 21st of April 2012.)

El otro tipo de error que puede producir el sistema de información es que no se emita el mensaje de aviso un día perturbado. Un ejemplo de este caso se observa el día 14 de julio de 2012 cuando sólo el 12.5% de la estaciones detectaron una perturbación y por tanto no se emitió el mensaje de alerta. En las Figura 10 y 11 vemos como en ningún momento del día 14 de julio se sobrepasa el valor umbral para las estaciones de CASC y EBRE. Sin embargo, como se muestra en la Figura 12, el estudio revela que este día se generó una tormenta ionosférica positiva entre las 22:00 y las 24:00, superando el vTECrel el valor del 50% en la mayoria de las estaciones. El prototipo no detectó esta pertubación por lo que no hubiera enviado el correspondiente mensaje de aviso. Este fallo del sistema se produce en un 18% de los días con tormenta ionosférica.

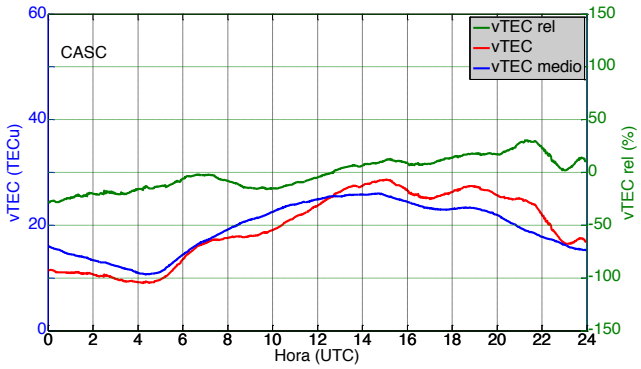


Figura 10*–vTECrel, vTEC y vTECmedio el día 14 de julio del 2012 en las estaciones de CASC.** ***(vTECrel, vTEC y vTECmean in CASC station the 14th of July 2012.)

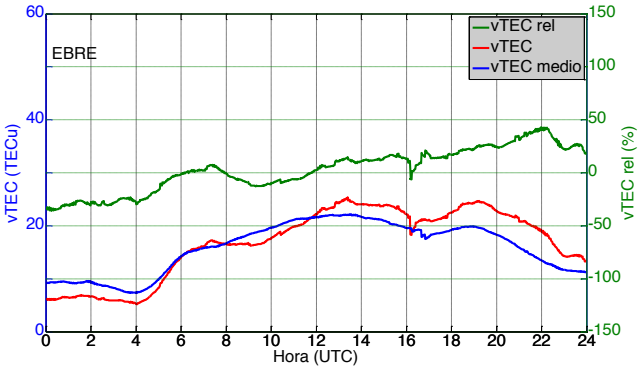


Figura 11*–vTECrel, vTEC y vTECmedio el día 14 de julio del 2012 en las estaciones de EBRE.** ***(vTECrel, vTEC y vTECmean in EBRE station the 14th of July 2012.)

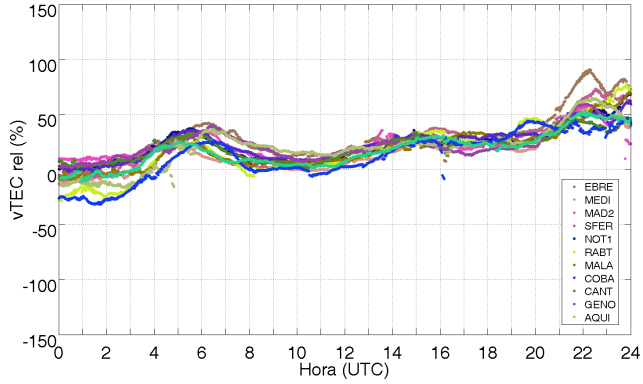


Figura 12* – vTECrel el día 14 de julio del 2012.** ***(vTECrel the 14th of July 2012.)

5. CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

En las pruebas realizadas con el sistema de aviso se ha obtenido el resultado correcto en un 78.5% de los casos. Estos aciertos son de dos tipos:

- Emisión de mensaje de aviso en los días con perturbación ionosférica.
- Ausencia de emisión de mensaje en los días tranquilos.

Si omitimos los resultado de la tormenta de diciembre del 2006 en la que la disponibilidad de datos es inferior al resto de tormentas, los resultados mejoran, obteniendose un porcentaje de casos correctos del 83.3%. En total, de 26 días con tormenta ionosférica, se hubieran emitido mensajes de aviso de perturbación en 22 de ellos, y en solo 16 de los 96 días sin perturbación se hubiera emitido mensaje de aviso innecesario. El resumen de estos resultados se muestra en la Tabla 3:

Tabla 3* – Tabla de contingencia con los resultados del prototipo para las 6 tormentas estudiadas.** ***(Contingency table for the 6 geomagnetic storm studied and the results given by the prototype.)

	Mensaje de información	Sin mensaje de información
Días con tormenta ionosférica	27	6
Días sin perturbación	25	86

Este sistema de información rápida está en una fase preliminar de su desarrollo. En el futuro se mejorará la implementación del prototipo centrándonos en el análisis de archivos RINEX horarios que se emiten cada hora. Ello permitirá detectar las perturbaciones con mayor rapidez y, así, emitir el mensaje de aviso con solo unas horas de retardo en vez de un día. Además, se aplicará el análisis a una muestra más extensa de eventos para aumentar la validez estadística de los resultados. Finalmente, cabe señalar que se está trabajando en el diseño de un servicio online para informar a los usuarios de las perturbaciones ionosféricas que se puedan producir

6. AGRADECIMIENTOS

El trabajo forma parte de la actividad investigadora del "Grupo de Estudios Ionosféricos y Técnicas de Posicionamiento Satelital (GNSS)" (Grupo: 910596) de la Universidad Complutense de Madrid subvencionado parcialmente por la Fundación Mapfre y del proyecto AYA 2010-15501. I. Rodríguez-Bilbao agradece al Gobierno Vasco la beca del Programa de Fomación y Perfeccionamiento de Personal Investigador proporcionada por el Departamento de Educación, Política Lingüística y Cultura.

Los autores agradecen a L. Ciraolo y a F. J. Sánchez-Dulcet su colaboración en este trabajo. Tambien desean agradecer a las redes IGS y EUREF la accesibilidad a sus datos y al World Data Center for Geomagnetism de Kyoto los valores del índice Dst proporcionados.

7. REFERENCIAS

Basu, Su., S. Basu, J. J. Makela, E. MacKenzie, P. Doherty, J. W. Wright, F. Rich, M. J. Keskinen, R. E. Sheehan, and A. J. Coster (2008): "Large magnetic storm-induced nighttime ionospheric flows at midlatitudes and their impacts on GPS-based navigation systems". *Journal of Geophysical Research*, **113**, A00A06, doi:10.1029/2008JA013076.

Bergeot, N., C. Bruyninx, P. Defraigne, S. Pireaux, J. Legrand, E. Pottiaux, Q. Baire (2011): "Impact of the Halloweeen 2003 ionospheric storm on kinematic GPS positioning in Europe". *GPS Solutions,* **15**,171-180.

Blanch, E., S. Marsal, A. Segarra, J.M. Torta, D. Altadill, and J.J. Curto (2013): "Space Weather effects on Earth's environmnet associates to he 24-25 October 2011 geomagnetic storm". *Space Weather.* **11**, 153-168,doi:10.1002/swe.20035.

Buonsanto, M.J. (1999): "Ionospheric storms- A review" *Space Science Reviews,* **88**, 563-601.

Ciraolo, L. (2012): "Ionospheric Total Electron Content (TEC) from Global Positioning System". *Comunicación personal.*

De Jesús, R., Y. Sahai, F.L. Guarniere, P.R. Fagundes, A.J de Abreu, F.Becker-Guedes, C.Brunini, M. Gende, T.M.F. Cintra, V.A. de Souza, V.G. Pillat and W.L.C. Lima., (2010): "Effects observed in the ionospheric F-region in the South American sector during the intense geomagnetic storm of 14 December 2006". *Advances in Space Research.* **46**, 909-920.

González, W.D., J. A. Joselyn, Y. Kamide, H. W. Kroehl, G. Rostoker, B. T. Tsurutani and V. M. Vasyliunas (1994): "What is a Geomagnetic Storm?". *J. Geophys. Res.,* **99**, 5771–5792, doi:10.1029/93JA02867.

Kelly, M.N., (2009): "The Earth's Ionosphere. Plasma Physics and Electrodynamics". *Cornell University college of Engineering School of Electrical and Computer Engineering, Ithaca, NY.*

Komjathy, A., L. Sparks, A. J. Manucci, A. Coster (2005): "The ionospheric impact of the October 2003 storm event on Wide Area Augmentation System". *GPS Solutions,* **9**,41-50.

Rodríguez-Bouza, M., M. Herraiz, G. Rodríguez-Caderot, S.M. Radicella, L. Ciraolo (2012): "Estudio del efecto de la tormenta magnética de

diciembre del 2006 en el contenido total de electrones ionosférico, TEC, registrado en la Península Ibérica". *7ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica: Proceedings.*S03-249. ISBN 978-84-941323-1-5.

Spoogli, L., L. Alfonsi, G. De Franceschi, V. Romano, M. H. Aquino, A. Dobson (2009): "Climatology of GPS ionospheric scintillations over high and mid-latitude European regions". *Ann. Geophys.*, **27**, 3429-3437.

http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html
http://igscb.jpl.nasa.gov
http://www.epncb.oma.be/

Estudio del efecto sobre la Península Ibérica de 4 tormentas geomagnéticas ocurridas en 2012

Study of the effect on the Iberian Peninsula of 4 geomagnetic storms occurred in 2012

M. Rodríguez-Bouza[(1)] M. Herraiz[(1)(3)] G. Rodríguez-Caderot[(2)(4)] S.M. Radicella[(5)]

[(1)]Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología), Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM), Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, mrodriguezbouza@ucm.es
[(2)]Sec. Dptal. Astronomía y Geodesia, Facultad de Matemáticas, UCM, Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid, grc@ucm.es
[(3)]Instituto de Geociencias, (UCM, CSIC), Madrid, mherraiz@ucm.es
[(4)]Instituto de Matemáticas Interdisciplinar UCM, Madrid
[(5)]Telecommunications/ICT Development Laboratory (T/ICT4D), Abdus Salam International Center for Theoretical Physics (ICTP), Strada Costiera, 11, 34014, Trieste, Italia, rsandro@ictp.it

SUMMARY

We have studied the influence of 4 geomagnetic storms on the ionosphere over the Iberian Peninsula. This work describes the process from the origin of the perturbation in the Sun to its arrival to the Earth. The effect on the ionosphere has been analyzed through the total electron content, TEC, and its disturbances. The interest of this study is to analyse the presence of ionospheric storms over the Iberian Peninsula associated to each geomagnetic storm and their seasonal and latitudinal dependence.

1. INTRODUCCIÓN

Los fenómenos energéticos violentos que ocurren en el Sol producen incrementos en la velocidad o en la densidad del viento solar. De estos fenómenos los de mayor interés en nuestro estudio son las eyecciones de masa coronal (CME, Coronal Mass Ejection) y las fulguraciones solares. Las primeras son emisiones de materia de la corona solar al espacio y las segundas, procesos de ruptura de las líneas de campo magnético que emiten gigantescas cantidades energía. Las fulguraciones se clasifican en función del pico de emisión de rayos X en la banda entre 1 y 8 Å (Tabla 1). Cuando estos procesos modifican el viento solar en la dirección adecuada, las perturbaciones del viento solar llegan a la Tierra y producen una alteración del equilibrio de la magnetosfera terrestre. Si, además, el campo magnético interplanetario (IMF, Interplanetary Magnetic Field) arrastrado por el viento solar está orientado hacia el Sur se produce la reconexión de las líneas del campo magnético terrestre que permite la entrada de partículas a la magnetosfera (Dungey, 1961). Cuando los eventos solares cumplen estas características se dice que son geoefectivos y generan tormentas geomagnéticas.

Tabla 1*– Clasificación de las fulguraciones solares.** ***(Solar flare classification.)

Tipo	Pico (Wm^{-2})	Efectos
B	$<10^{-6}$	Pocos efectos en la Tierra
C	10^{-6}-10^{-5}	
M	10^{-5}-10^{-4}	Efectos en altas latitudes
X	$>10^{-4}$	Daños en todo el planeta

Las tormentas geomagnéticas, o tormentas magnéticas, son variaciones del campo magnético terrestre de varias horas de duración y de carácter planetario. Las tormentas geomagnéticas tienen tres fases: inicial, principal y de recuperación. (Parkinson, 1983). La fase inicial se debe a la compresión de las líneas de campo de la magnetosfera producida por el aumento de la presión dinámica del viento solar y no se da en todas las tormentas geomagnéticas. La fase principal es la etapa en la que se genera una disminución de la componente horizontal del campo magnético terrestre debida a una intensificación de la corriente de anillo producida por la entrada de partículas energéticas. La fase de recuperación es la fase de regreso al equilibrio inicial. Para caracterizar las tormentas geomagnéticas se utilizan distintos indicadores de actividad geomagnética. Uno de los más importantes es el índice Dst, Disturbance Storm Time, que se obtiene a partir de la componente H medida en una red de cuatro observatorios geomagnéticos situados cerca del ecuador magnético y con una separación que les permite cubrir todo el perímetro terrestre. Este índice proporciona una medida de la variación del campo magnético debida al anillo de corriente ecuatorial. Durante la fase inicial de la tormenta geomagnética el valor de Dst aumenta levemente y durante la fase principal disminuye de manera continua hasta que se inicia la etapa de recuperación Durante esta fase el valor del índice aumenta poco a poco hasta alcanzar su valor en el equilibrio que se sitúa en torno a 0nT. En este trabajo clasificaremos las tormentas siguiendo el criterio de González et al. (1994) que se basa en el valor mínimo del índice (Tabla 2).

Tabla 2*– Clasificación de las tormentas geomagnéticas en función del valor pico de Dst** ***(Geomagnetic storm classification based on peak Dst value.)

Categoría	Valor Dstpico
Débiles	-30nT>Dstpico≥-50nT
Moderadas	-50nT>Dstpico≥-100nT
Intensas	-100nT>Dstpico

Las tormentas geomagnéticas pueden dar lugar a las llamadas tormentas ionosféricas que se caracterizan por una variación de la densidad electrónica de la capa F2 (Kelly, 2009). Esta variación se produce en varias fases y, dependiendo de si es un incremento o una disminución, la fase se clasifica como positiva o negativa. La importancia del estudio de estas tormentas es debida a su efecto en los observables GNSS y por tanto en los sistemas de posicionamiento satelital.

En este estudio se han seleccionado 4 tormentas geomagnéticas ocurridas en el año 2012. Se ha elegido una tormenta en cada una de las estaciones del año para tener en cuenta la dependencia estacional del fenómeno (Buonsanto, 1999). En la Tabla 3 se listan las 4 tormentas seleccionadas distinguiéndolas por la fecha en la que se alcanza el valor mínimo del índice Dst, dato que también se indica en dicha Tabla.

Tabla 3* – Tormentas estudiadas** ***(Studied storms)

Fecha	Dst mínimo	Clasificación
25 enero	-73 nT	Moderada
23 abril	-104 nT	Intensa
15 julio	-133 nT	Intensa
14 noviembre	-108 nT	Intensa

Caracterizamos la ionosfera con el contenido total de electrones, TEC, definido como el número de electrones contenido en una columna de un metro cuadrado de sección extendida desde el receptor al satélite. La unidad del TEC es el TECU que equivale a 10^{16} electrones/m^2.

2. DATOS Y METODOLOGIA

Para analizar los efectos de las eyecciones de masa coronal en el viento solar hemos utilizado datos de su velocidad y del campo magnético interplanetario medidos por el satélite WIND y proporcionados por el Goddard Space Flight Center a través de su servicio OMNIWeb. El estudio del efecto de la perturbación sobre el campo magnético terrestre se ha llevado a cabo considerando el índice Dst y las variaciones del campo magnético en el observatorio de San Pablo de los Montes (Toledo). Los valores del índice Dst son proporcionados por el World Data Center for Geomagnetism de Kyoto, y las variaciones del campo magnético han sido obtenidas de la base de datos de Intermagnet.

Para realizar el análisis de los efectos en la ionosfera se han utilizado archivos RINEX de estaciones GNSS permanentes situadas sobre la Península Ibérica (Figura 1) de las siguientes redes: Instituto Geográfico Nacional, IGN, Instituto Geográfico Portugués, IGP, EUREF Permanent Network (EPN) e International GNSS Service, IGS.

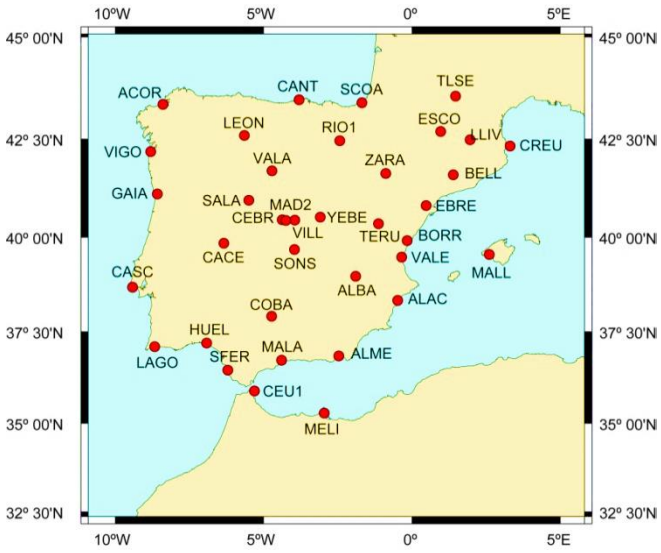


Figura 1* – Estaciones GNSS. *(GNSS stations.)

Los archivos RINEX son procesados con un algoritmo (Ciraolo, 2012) que proporciona los valores del vTEC cada minuto. Este algoritmo considera que la ionosfera es una capa fina situada a 350km de altura donde se encuentran concentrados todos los electrones. El algoritmo tambien da los valores (latitud, longitud, TEC oblicuo sTEC, y elevación del satélite) del Ionospheric Pierce Point, IPP, definido como el punto en el que la señal satélite-receptor intersecta con la ionosfera así definida.

Para estudiar la presencia de tormentas ionosféricas se ha analizado la variación relativa del vTEC, vTECrel, ya que nos permite comparar datos de distintas tormentas (Stankov et al., 2010). Este parámetro se obtiene como:

$$vTECrel_i(\%) = \frac{vTEC_i - vTECm_i}{vTECm_i} \cdot 100 \qquad (3)$$

Siendo vTECm el valor medio del vTEC calculado con los días geomagnéticamente tranquilos del mes (índice Dst con valores comprendidos entre ±20nT). El subíndice i hace referencia a la época.

El estudio se realiza con los datos de TEC correspondientes a las estaciones situadas en torno al meridiano de 4ºW. Estas estaciones son (de Sur a Norte): MALA, COBA, SONS, MAD2, VILL y CANT. El objetivo de utilizar estaciones con, aproximadamente, la misma longitud es analizar el efecto latitudinal de las tormentas ionosféricas.

Para realizar el análisis sobre toda la Península se ha calculado el vTEC en los IPP. Para ello se han utilizado los valores de sTEC, elevación del satélite, latitud y longitud del IPP proporcionados por el algoritmo citado anteriormente. Los valores del vTEC en los IPP se han interpolado usando el método Kriging para obtener el vTEC sobre toda la Península Ibérica.

En todo el estudio, para comparar los datos de los eventos solares, del viento solar, de campo geomagnético y de TEC, se ha utilizado el sistema horario de Tiempo Universal Coordinado (UTC).

3. RESULTADOS

A continuación vamos a describir cada una de las tormentas seleccionadas, desde los eventos solares que las generaron hasta los efectos en la ionosfera.

3.1 Tormenta de enero

Entre los días 19 y 23 de enero del 2012 se produjeron en el Sol dos eventos geoefectivos seguidos. El primero, de menor intensidad, ocurrió el día 19 entre las 13:44 y las 17:50 y fue una fulguración solar de categoría M3.2 seguida de una eyección de masa coronal. El día 23 entre las 3:33 y las 4:34 tuvo lugar una fulguración solar de categoría M8.7 que también originó una eyección de masa coronal. Estos eventos provocaron dos frentes en el viento solar que fueron detectados por el satélite WIND los días 22 y 24 de enero, como refleja la Figura 2. El día 22, en torno a las 7:00, llegó el primer frente al satélite produciendo fuertes fluctuaciones en la componente Bz del IMF que duraron hasta el día 23 y un incremento en la velocidad del viento solar que pasó de 300km/s a 400km/s. El segundo frente llegó el día 24 a partir de las 15:00. Sus efectos fueron más significativos en la velocidad del viento solar que dobló su valor, llegando a alcanzar los 750km/s. También se produjeron fluctuaciones en Bz pero de menos intensidad que las asociadas al primer frente.

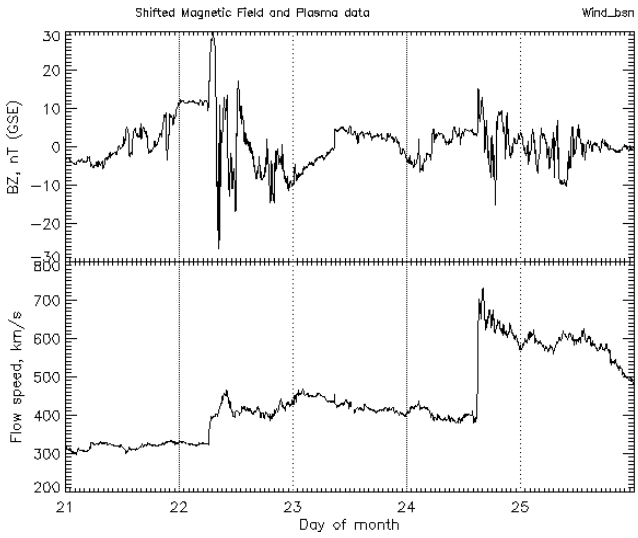


Figura 2* – Valores de la componente Bz (arriba) y de la velocidad del viento solar (abajo) registrados por el satélite WIND entre los días 21 y 25 de enero. *(Values of Bz component (top) and solar wind velocity (bottom) registered by WIND satellite in the period 21 - 25 of January.)

Las perturbaciones del campo geomagnético comenzaron el día 22 y se prolongaron hasta el 28 como refleja el índice Dst (Figura 3). Este índice experimentó dos mínimos; el primero el día 23 a las 6:00 cuando descendió hasta -69nT, y el segundo el 25 a las 11:00, cuando alcanzó el valor de -73nT.

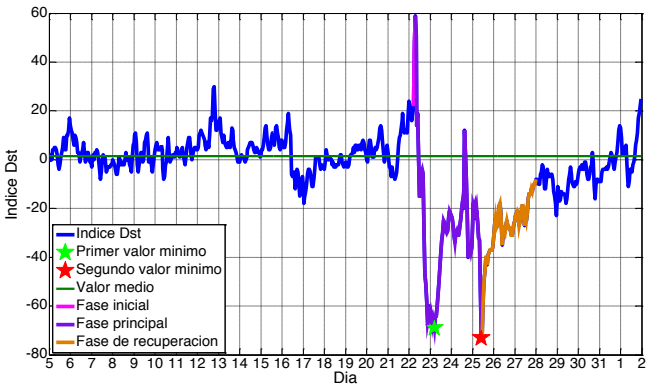


Figura 3* - Índice Dst entre los días 5 de enero y 2 de febrero.** ***(Dst index in the period January 5 – February 2.)

En el registro del campo magnético del Observatorio de San Pablo de los Montes (Figura 4) podemos ver cómo las dos perturbaciones causaron fuertes variaciones en las componentes del campo magnético terrestre: el día 22 a partir de las 6:00 y el día 24 a partir de las 15:00.

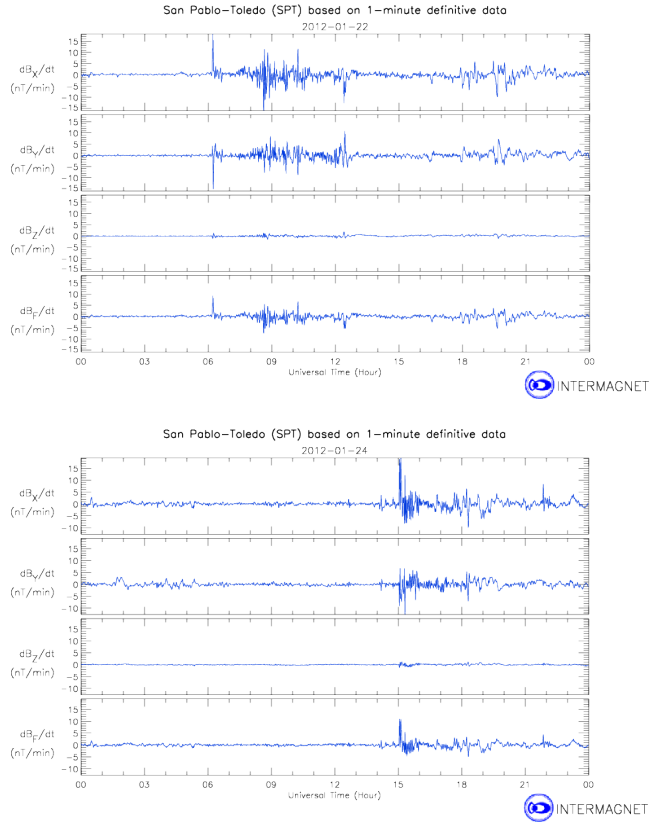


Figura 4* – Variaciones del campo magnético en el observatorio de San Pablo de los Montes los días 22 y 24 de enero.** ***(Magnetic field variations in the Observatory of San Pablo de los Montes the days 22 and 24 of January.)

Estas variaciones del campo magnético produjeron una tormenta ionosférica que tuvo varias fases, tanto positivas como negativas, como se muestra en la Figura 5. Con el inicio de la perturbación se originó una fase positiva de la tormenta ionosférica. Durante la fase principal ocurrieron 5 fases de la tormenta ionosférica: las 2 primeras son positivas, siendo el incremento mayor en las latitudes más bajas y las 3 siguientes ~~a~~ negativas. Al inicio de la fase de recuperación de nuevo aparecen dos incrementos del TEC pero menores que el ocurrido al inicio de la tormenta. Esto se ve reflejado sobre toda la Península. Como ejemplo de las fases positivas y negativas, en la Figura 6, hemos representado dos de los momentos de estas tormentas comparados con un día tranquilo. En la fase positiva (Figura 6, arriba) podemos ver cómo se crea un gradiente entre las latitudes más bajas y las más altas, mientras que en el día tranquilo la distribución es uniforme sobre toda la Península. En la fase negativa el descenso se produce por igual sobre toda la Península.

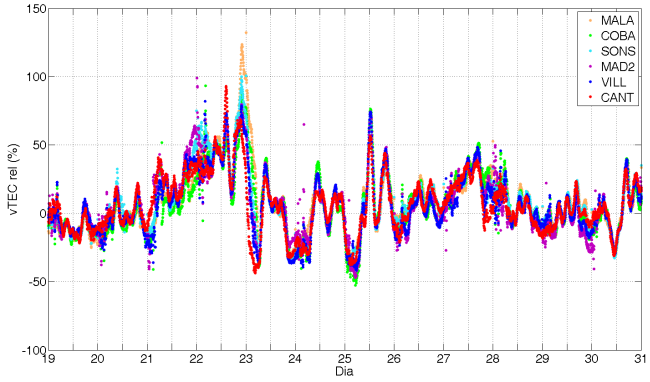


Figura 5* – vTECrel entre los días 19 y 31 de enero para les estaciones situadas en el meridiano de 4.5ºW** ***(vTECrel in the period January 19-31 for the stations located at 4.5ºW.)

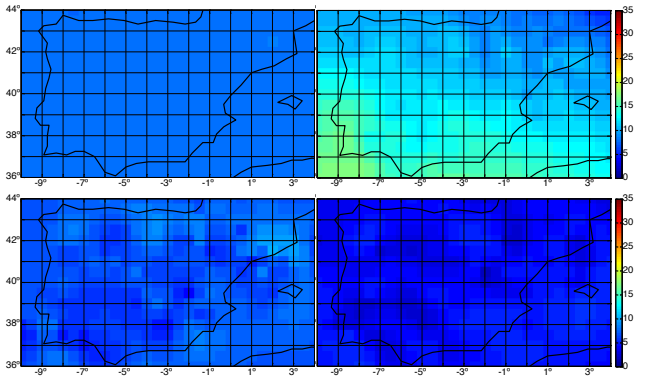


Figura 6* – vTEC en el IPP sobre la Peninsula Ibérica. La columna de la izquierda corresponde a un día tranquilo, el 21, arriba a las 22:00 y abajo a las 6:00. La columna de la derecha corresponde a días perturbados, arriba el día 22 a las 22:00 y abajo el día 25 a las 6:00.** ***(vTEC at IPP over the Iberian Peninsula. The left column corresponds to a quiet day, the 21th, at 22:00 (top) and at 6:00(bottom). The right column corresponds to disturbed days: the 22 th at 22:00 (top) and the 25 th at 6:00 (bottom).)

3.2 Tormenta de abril

El 19 de abril, entre las 15:24 y las 19:30, se produjo una débil eyección de masa coronal dirigida hacia la Tierra que, como refleja la Figura 7, causó cambios en el viento solar. A las 4:00 del día 23 se produjo un incremento de la velocidad del viento solar acompañado de fluctuaciones de la componente Bz del IMF que reflejan la llegada del frente asociado con la CME. Durante los días siguientes el Sol siguió muy activo, produciéndose varias CMEs que continuaron perturbando el viento solar, provocando que su velocidad aumentara hasta 700km/s el día 25.

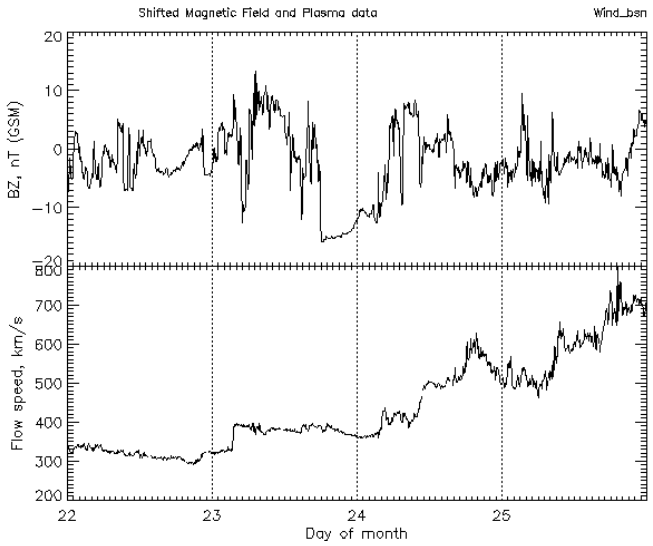


Figura 7* –Valores de la componente Bz (arriba) y de la velocidad del viento solar (abajo) registrados por el satélite WIND entre los días 22 y 25 de abril.** ***(Values of Bz component (top) and solar wind velocity (bottom) registered by WIND in the period 22-25 of April.)

La tormenta geomagnética que resultó de esta actividad comenzó el día 23 de abril como se ve en el incremento del valor de índice Dst (Figura 8) y en el inicio de fuertes variaciones de las componentes del campo magnético (Figura 9). El valor mínimo que alcanzó el índice Dst fue de -108nT el día 24 a las 4:00. A partir de este momento el índice comenzó a recuperarse, durando esta fase hasta el día 27.

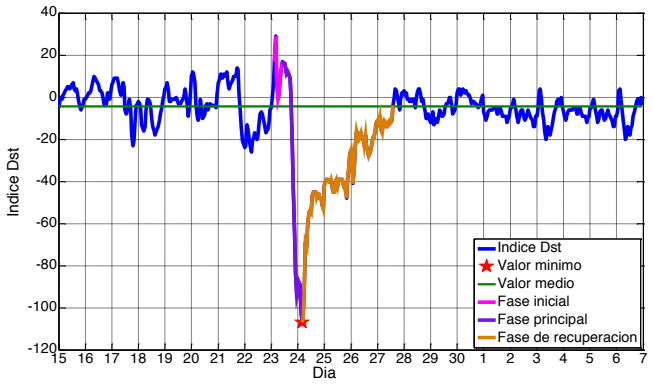


Figura 8* - Índice Dst entre los días 15 de abril y 7 de mayo.** ***(Dst index in the period 15 April – 7 May.)

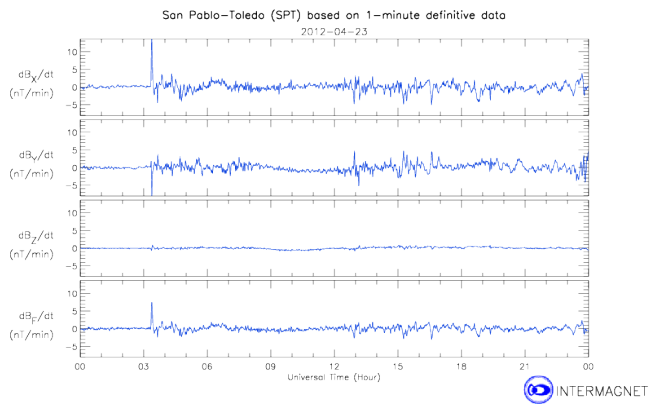


Figura 9*– Variaciones del campo magnético en el observatorio de San Pablo de los Montes el día 23 de abril.** ***(Magnetic field variations at the Observatory of San Pablo de los Montes, the 23rd of April.)

La tormenta ionosférica consecuencia de estos eventos tuvo una primera fase positiva por debajo de los 40º coincidiendo con el mínimo del índice Dst, seguida de una fase negativa durante la etapa de recuperación que duró aproximadamente 24horas. Después de esta fase se volvió a producir otra positiva, de nuevo en las latitudes más altas, y una nueva fase negativa en todas las latitudes. (Figura 10). Comparando un día tranquilo, el 22, con un día con tormenta ionosférica en el que hay una fase positiva y otra negativa, el 24, vemos de nuevo en la fase positiva que el incremento es mayor en las latitudes más bajas produciéndose un gradiente en las distintas latitudes que no existe en los días tranquilos. Por otra parte, en la fase negativa tenemos un descenso en todas las latitudes.

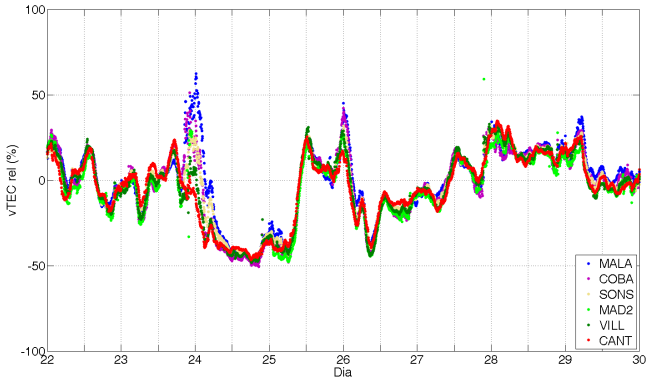


Figura 10* – vTECrel entre los días 22 y 30 de abril para las estaciones situadas en el meridiano de 4.5ºW .** ***(vTECrel in the period April 22-30 for the stations located at 4.5ºW.)

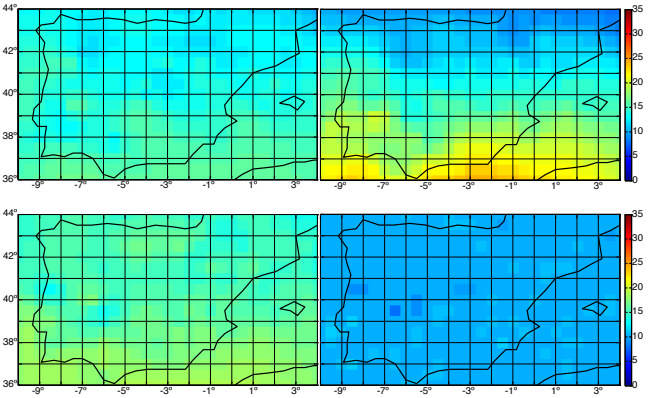


Figura 11* – vTEC en el IPP sobre la Peninsula Ibérica. La columna de la izquierda corresponde a un día tranquilo, el 22, arriba a las 00:00 y abajo a las 20:20. La columna de la derecha corresponde a un día perturbado, el día 24, arriba a las 00:00 y abajo a las 20:20.** ***(vTEC at IPP over the Iberian Peninsula. The column on the left corresponds to a quiet day, the 22th, at 00:00 (top) and at 20:20(bottom). The column on the right corresponds to a disturbed day, the 24 th , at 00:00 (top) and at 20:20 (bottom).)

3.3 Tormenta de julio

El 12 de julio se produjo una fulguración solar de categoría X1.4, dirigida hacia la Tierra y acompañada de una eyección de masa coronal. La perturbación en el viento solar fue detectada por el satélite WIND el día 14 de julio en torno a las 17:00, cuando se observaron un fuerte incremento de la velocidad del viento solar, que pasó de 350km/s a 600km/s en solo 2 horas, y amplias fluctuaciones de la componente Bz del IMF (Figura 12). La tormenta geomagnética comenzó una hora después con un incremento del índice Dst (Figura 13) y variaciones del campo magnético (Figura 14). El máximo de la perturbación se produjo el día 15 a las 19:00, cuando el valor del índice Dst descendió hasta -127nT.

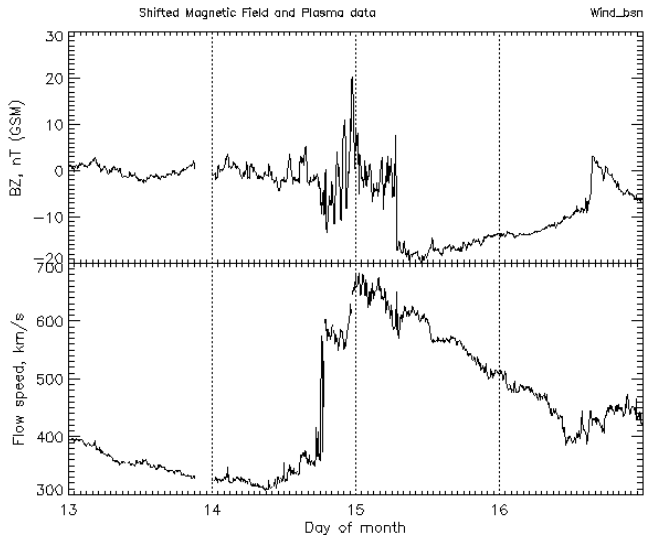


Figura 12 **– Valores de la componente Bz y de la velocidad del viento solar registrados por el satelite WIND entre los días 13 y 16 de julio.** ***(Values of Bz component (top) and solar wind velocity (bottom) registered by WIND in the period 13 -16 of July.)***

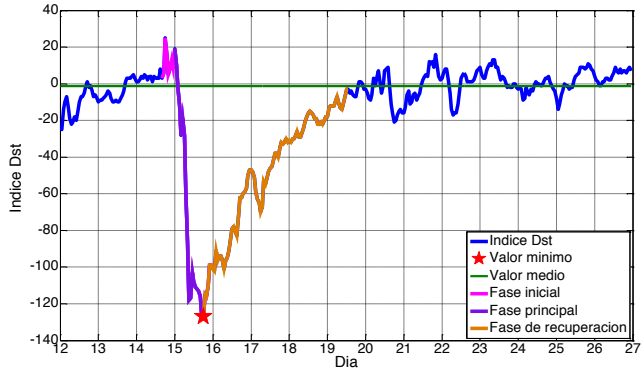


Figura 13 **- Índice Dst entre los días 12 y 27 de Julio.** ***(Dst index in the period 12 –27 of July.)***

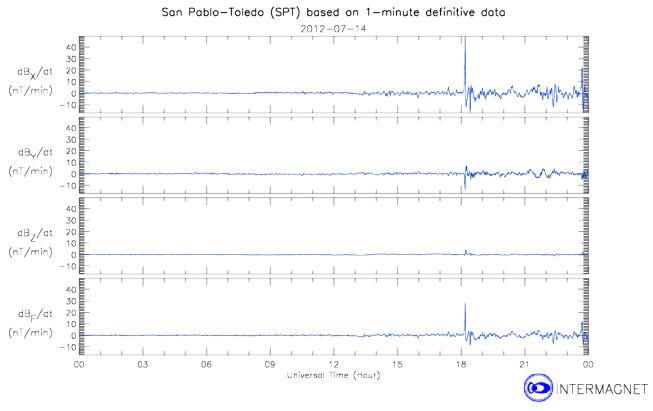


Figura 14– **Variaciones del campo magnético en el observatorio de San Pablo de los Montes el día 14 de julio.** ***(Magnetic field variations at the Observatory of San Pablo de los Montes, the 14 of July.)***

La tormenta ionosférica, como muestra la Figura 15, comenzó con una fase positiva coincidiendo con la fase inicial de la tormenta geomagnética. A continuación, en la etapa de recuperación, se produjo una nueva fase de la tormenta ionosférica que en las latitudes más bajas (MALA y COBA) tuvo carácter positivo mientras que en las más altas (MAD2, VILL y CANT) fue negativa. Después de esta doble fase se sucedieron una serie de tormentas negativas en todas las latitudes cuya intensidad decrecía con el tiempo. En los momentos de máxima perturbación en toda la Península (Figura 16) observamos un comportamiento distinto de la primera fase positiva respecto a las dos tormentas previas ya que en este caso el incremento del TEC se produce en todas las latitudes por igual. En la doble fase correspondiente a la fase principal aparece el gradiente de TEC que no existe en los días sin perturbación.

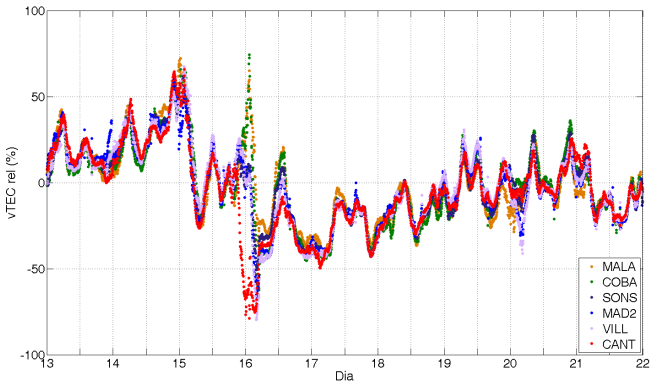


Figura 15 **– vTECrel entre los días 13 y 22 de julio para las estaciones situadas en el meridiano de 4.5ºW .** ***(vTECrel in the period July 13-22 for the stations located at 4.5ºW.)***

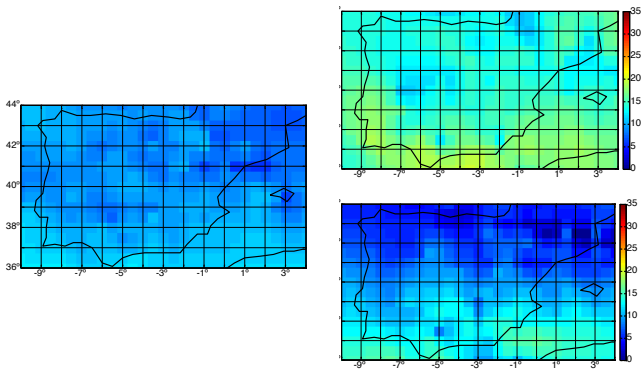


Figura 16 **– vTEC en el IPP sobre la Peninsula Ibérica. La columna de la izquierda corresponde a un día tranquilo, el 13 a las 00:00. La columna de la derecha corresponde a días pertubados, arriba el día 15, y abajo el día 16, ambos mapas a las 00:00.** ***(vTEC at IPP over the Iberian Peninsula. The column on the left corresponds to a quiet day, the 13th, at 00:00. The column on the right corresponds to disturbed days: the 15th (top) and the 16th (bottom), both maps at 00.00.)***

3.4 Tormenta de noviembre

Los días 9 y 10 de noviembre se produjeron 10 eyecciones de masa coronal en el Sol, de las cuales 2 fueron geoefectivas. Estas eyecciones fueron acompañadas de fulguraciones solares débiles no llegando en ningún caso a alcanzar la categoría C2. El efecto en el viento solar fueron dos frentes, primero uno, muy débil, el día 12 en torno a las 16:00, que produjo un primer incremento de 40km/s en la velocidad del viento solar acompañado de fluctuaciones de la componente Bz del IMF (Figura 17) y después otro, en torno a las 22:00 del mismo día, que originó un incremento de la velocidad de viento solar, que llegó a superar los 450km/s, y una orientación sur de la componente Bz acompañada de fuertes fluctuaciones.

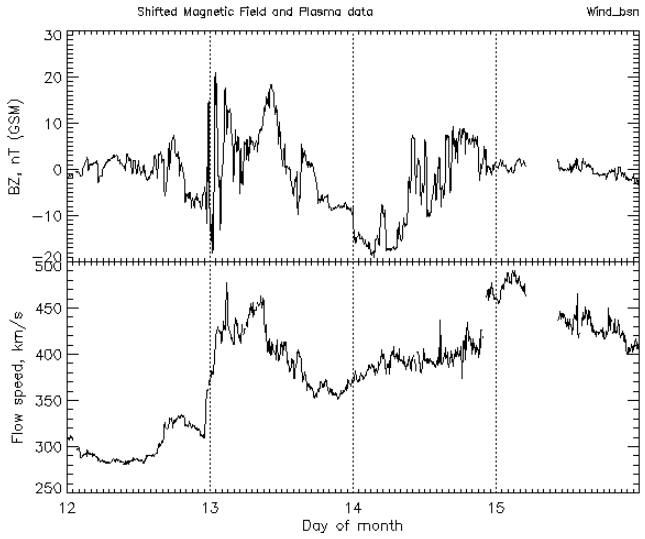


Figura 17 **– Valores de la componente Bz y de la velocidad del viento solar registrados por el satelite WIND entre los días 13 y 15 de noviembre.** ***(Values of Bz component (top) and solar wind velocity (bottom) registered by WIND in the period 13-15 of November.)***

Estas perturbaciones llegaron a la Tierra el día 12 a las 23:00, dando comienzo una tormenta geomagnética que duró hasta el día 16 y cuya máxima perturbación se produjo el día 14 a las 7:00, cuando el índice Dst alcanzó un valor de -109nT (Figura 18). El comienzo de la tormenta geomagnética en la Península Ibérica también queda reflejado en las fuertes fluctuaciones de todas las componentes del campo magnético registradas en el observatorio de San Pablo de los Montes (Figura 19).

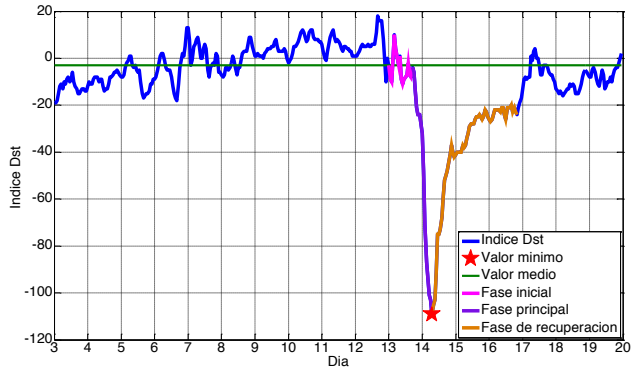


Figura 18 **- Índice Dst entre los días 3 y 20 de noviembre.** ***(Dst index in the period 3 – 20 of November .)***

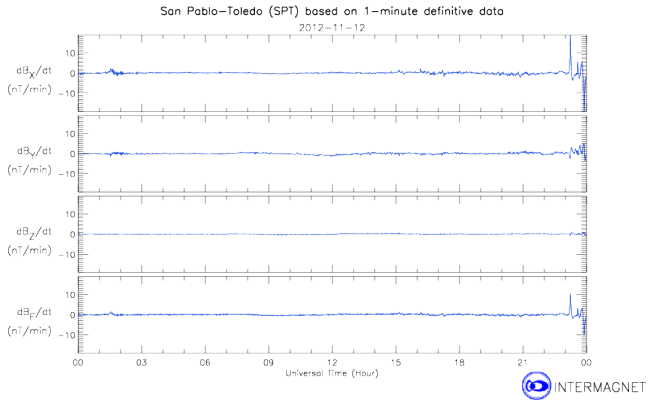


Figura 19– **Variaciones del campo magnético en el observatorio de San Pablo de los Montes el día 12 de noviembre.** ***(Magnetic field variations at the Observatory of San Pablo de los Montes, the 12 of November.)***

La tormenta ionosférica asociada a esta perturbación consta de una fase positiva el día 13 en la fase inicial de la tormenta geomagnética, y 3 fases negativas, la primera coincidiendo con el mínimo del índice Dst y siendo solo apreciable en la estación de mayor latitud (CANT), y las dos últimas en la fase de recuperación, siendo de nuevo la tercera fase solo apreciable en la estación de CANT (Figura 20). El máximo de la fase positiva se produce el día 13 en torno a las 10:50. Como se aprecia en la Figura 21, el incremento se produce sobre toda la Península manteniéndose la diferencia entre los valores del TEC en el Sur y en el Norte similar en el día perturbado y en el día tranquilo. Como ejemplo de fase negativa hemos seleccionada la segunda de las tres.. En ella Podemos ver que sobre Portugal y Galicia no se produce esta fase mientras que en el resto de la Península se genera un descenso hasta los 12TECUs desapareciendo el gradiente entre las distintas latitudes.

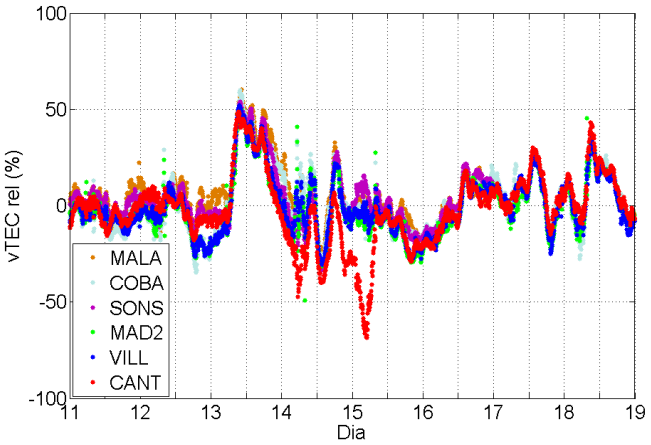


Figura 20 **– vTECrel entre los días 11 y 19 de noviembre para las estaciones situadas en el meridiano de 4.5ºW.** ***(vTECrel in the period 11-19 of November for the stations located at 4.5ºW.)***

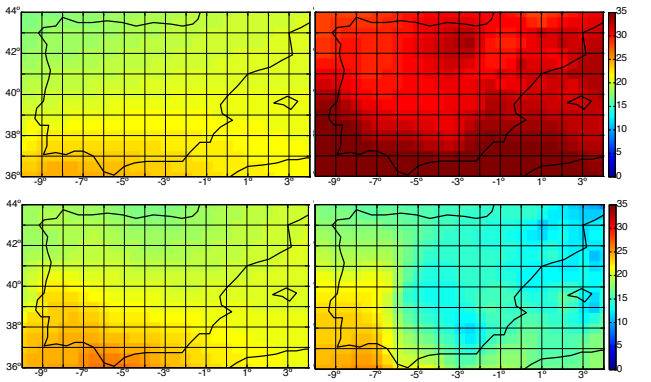


Figura 21 **– vTEC en el IPP sobre la Peninsula Ibérica. La columna de la izquierda corresponde a un día tranquilo, el 11, arriba a las 10:50 y abajo a las 12:30. La columna de la derecha corresponde a días perturbados, arriba el día 13 a las 10:50 y abajo el día 14 a las 12:30.** ***(vTEC at IPP over the Iberian Peninsula. The column on the left corresponds to a quiet day, the 11th, at 10:50 (top)and at 12:30 (bottom) The column on the right corresponds to disturbed days: the 13th at 10:50 (top) and the 14th at 12:30th (bottom).)***

3. CONCLUSIONES

Las 4 tormentas geomagnéticas estudiadas generaron tormentas ionosféricas sobre la Península Ibérica de características diferentes (signo, duración, número de fases). Se observan dos rasgos comunes en todas ellas: la primera fase siempre es positiva aunque varia en la etapa de la tormenta geomagnética en la que se produce: en las tormentas de abril se produce en la fase principal y además su efecto es mayor en las latitudes más bajas, mientras que en las tormentas de enero, julio y noviembre aparece durante la fase inicial de la tormenta geomagnético y la variación del vTEC es similar en todas las latitudes. En todas las tormentas se genera una fase negativa durante la fase de recuperación que afecta por igual a

todas las latitudes. Las tormentas de abril, julio y noviembre tienen en total 4 fases mientras que la tormenta de enero tiene 8. El gran número de fases de esta tormenta es debido a que está causada por dos CME seguidas. Si se consideraran como dos tormentas independientes, cada una de ellas constaría de 4 fases. No se ha hecho esta consideración porque los valores del índice Dst (Figura 3) tras el primer mínimo no llegan a recuperar los valores en torno al valor de equilibrio. En la Tabla 4 se han resumidos las principales características de las fases de las tormentas ionosféricas.

Respecto a las características de las tormentas sobre toda la Península Ibérica podemos decir que, en general, durante las fases positivas se incrementa el gradiente Sur-Norte de vTEC y en las fases negativas el descenso produce que los valores del vTEC sean similares sobre toda la Península. Cabe destacar la fase negativa en la fase principal de la tormenta de Noviembre puesto que el descenso se produce solamente en latitudes al Este del meridiano de 5ºW manteniéndose en la zona Oeste de la región estudiada los valores de un día tranquilo. Este efecto hace que aparezca en esta fase un gradiente de vTEC longitudinal que no se observa en ninguna de las otras fases estudiadas. También debemos destacar la doble fase positiva-negativa ocurrida al inicio de la fase de recuperación de la tormenta de julio que por sus características de doble signo hace que el incremento del gradiente de vTEC latitudinal sea el mayor de todas las fases estudiadas.

Tabla 4* – Características de las tormentas estudiadas *(Studied storms characteristics)

Fecha	Tormenta geomagnética			Tormenta ionosférica	
	Clasificación	Mínimo Dst	Fases	Tipo	Características
25 enero	Moderada	-73nT	Inicial	Positiva	Mayor variación en el centro de la Península Ibérica.
			Principal	Positiva	Similar duración e intensidad en todas las latitudes e intensidad salvo en la estación situada más al Norte (CANT) donde su intensidad es mayor.
				Positiva	Fuerte dependencia latitudinal, siendo más intensa y de mayor duración en las latitudes más bajas.
				Negativa	Variación similar en todas las latitudes pero de mayor duración cuanto mayor es la latitud.
				Negativa	Fase de larga duración (12h) con similares características en todas las latitudes.
				Negativa	Más intensa en latitudes más bajas.
			Recuperación	Positiva	Mismas características en todas las latitudes excepto en la estación más al Norte donde la variación del vTEC es menor.
				Positiva	Mismas características en todas las latitudes y más débil que la fase anterior.
23 abril	Intensa	-104nT	Inicial	-	-
			Principal	Positiva	Fuerte dependencia latitudinal.
			Recuperación	Negativa	Fase muy intensa y de muy larga duración (24h).
				Positiva	Sólo presente en las latitudes más.
				Negativa	Más intensa en latitudes más bajas.
15 julio 2012	Intensa	-133nT	Inicial	Positiva	Características similares en todas las latitudes.
			Principal	-	-
			Recuperación	Positiva/Negativa	Positiva en las estaciones por debajo de 39º mientras que en las estaciones situadas al Norte de este paralelo la fase es negativa.
				Negativa	Fase de larga duración (12h) y de similar intensidad en todas las latitudes.
				Negativa	Características similares en todas las latitudes. Menos intensa y de menor duración que la fase anterior.
14 noviembre	Intensa	-108nT	Inicial	Positiva	Características similares en todas las latitudes.
			Principal	Negativa	Dependencia latitudinal siendo mayor el efecto en las latitudes más altas.
			Recuperación	Negativa	Características similares en todas las latitudes.
				Negativa	Solo presente en la estación de mayor latitud, más intensa que las dos fases anteriores.

4. AGRACEDIMIENTOS

El trabajo forma parte de la actividad investigadora del "Grupo de Estudios Ionosféricos y Técnicas de Posicionamiento Satelital (GNSS)" (Grupo: 910596) subvencionado parcialmente por la Fundación Mapfre.

Los autores agradecen a L. Ciraolo y a F. J. Sánchez-Dulcet su colaboración en este trabajo; a las distintas instituciones y servicios que publican los datos: Goddard Space Flight Center Space Physics Data Facility, World Data Center for Geomagnetism de Kyoto, Intermagnet, y a las redes de estaciones permanentes: GNSS del Instituto Geográfico Nacional, IGN, Instituto Geográfico Portugués, IGP, EUREF Permanent Network (EPN) e International GNSS Service, IGS.

5. REFERENCIAS

Buonsanto, M.J. (1999): "Ionospheric storms- A review" *Space Science Reviews,* **88**, 563-601.

Ciraolo, L. (2012): "Ionospheric Total Electron Content (TEC) from Global Positioning System" *Comunicación personal.*

Dungey, J.W. (1961): "Interplanetary magnetic field and the auroral zones" *Physical Review Letter,* **6**, 47-48.

González, W.D., J. A. Joselyn, Y. Kamide, H. W. Kroehl, G. Rostoker, B. T. Tsurutani and V. M. Vasyliunas (1994): "What is a Geomagnetic Storm?"*J. Geophys. Res.,* **99**, 5771–5792, doi:10.1029/93JA02867.

Parkisnson, W.D. (1983): "Introduction to Geomagnetism", *Scottish Acdeminc Press.*

Stankov, S.M., K. Stegen, R. Warnant (2010): "Seasonal variationes of storm-time TEC at European middle latitudes" *Advances in Space Research,* **46**, 1318-1325

www.ign.es
http://igscb.jpl.nasa.gov
http://www.epncb.oma.be/
http://omniweb.gsfc.nasa.gov/
http://www.intermagnet.org/

Efectos de la actividad sísmica en la ionosfera: Algunos casos de estudio
Seismic activity effects on the ionosphere: Case studies

F. Sánchez-Dulcet[(1)] y M. Herraiz[(1)(2)]
[(1)]Universidad Complutense. Depto. de Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas, Ciudad Universitaria s/n. 28040 Madrid, España. fjsanche@ucm.es
[(2)]Insituto de Geociencias (UCM,CSIC), José Antonio Novais, 2. 28040 Madrid, España

SUMMARY

The earthquake influence on the ionosphere is a relevant and controversial subject in which far different physical processes affecting the ionospheric Total Electron Content are involved. This influence was observed for the first time with occasion of the March 1964 Alaska earthquake because the comparison of seismograms and ionograms revealed anomalous vertical displacements of the ionosphere occurring around the time of the seismic event. The analysis of this influence changed dramatically in 2001 when TEC data obtained from electromagnetic waves delays recorded in GPS stations started to be used with this purpose. Since then, the global and continuous availability of this kind of information has allowed a detailed detection of TEC anomalies accompanying many seismic events. Thus, after the initial skepticism that lasted until the past decade, the present state of art admits a connection between earthquakes and ionosphere at least for events with magnitude greater than 7. Although the application of these ionospheric anomalies to seismic prediction has not been achieved yet, the ongoing work in this direction allows us to be optimistic about the result.
This Communication describes the main results of the analysis of several M ≥ 7 earthquakes that occurred in 2010 which has been carried out by using large samples of vertical TEC values corresponding to several weeks previous to the earthquake. Cases with a well detected presence of ionospheric anomalies are shown jointly with other seismic events in which no significant ionospheric anomalies have been noted and with several situations where global geomagnetic phenomena hamper the analysis.

1. INTRODUCCIÓN

La influencia ejercida sobre la ionosfera por los procesos que tienen lugar en la litosfera durante la preparación de terremotos de gran magnitud es un tema muy discutido. En este sentido, se han propuesto diversas teorías que explican el acoplamiento litosfera-atmósfera-ionosfera y justificarían la relación física entre la actividad sísmica previa a un evento y las anomalías observadas en distintos parámetros descriptivos del estado de la ionosfera. La más completa, hasta el momento, es la desarrollada por Pulinets y Ouzounov (2011). De acuerdo con ella, la principal fuente de anomalías en la ionosfera situada sobre zonas sísmicamente activas son las variaciones de la electricidad atmosférica. Estas variaciones se originan por la ionización del aire y la formación de núcleos de condensación de agua en la zona próxima a la falla debido al gas radón liberado en el proceso sísmico. Las anomalías de conductividad creadas en la superficie se trasladan a la ionosfera mediante el Circuito Eléctrico Global que es un sistema cuasi-estacionario de corrientes eléctricas entre la superficie y la ionosfera regido por la actividad global de tormentas.

La extensión superficial de la región de la ionosfera afectada por este fenómeno resulta ser aproximadamente igual a la del área de preparación del terremoto, cuyo radio en kilómetros, supuesta circular, viene dado por:

$$R(km) = 10^{0.43 \cdot M} \quad (1)$$

donde M es la magnitud del evento (Dobrovolsky et al., 1979). Es importante señalar que, en algunos casos, se ha observado que esta región aparece desplazada hacia el ecuador geomagnético con respecto a la situación del epicentro, lo que da lugar a que, en ocasiones, estaciones situadas dentro del área de preparación puedan resultar "insensibles" a los efectos del fenómeno comentado (Pulinets et al., 2004). Esta podía ser la causa de que metodologías empleadas en los primeros estudios de este tipo, basadas en técnicas de correlación de datos registrados en estaciones situadas dentro y fuera del área de preparación, no siempre hayan dado resultados positivos (Pulinets et al., 2007), contribuyendo así a cierto sentimiento de escepticismo reinante en aquellas etapas iniciales.

Con el paso del tiempo, el desarrollo experimentado en la última década por los sistemas de posicionamiento por satélite, GNSS, con el consiguiente aumento progresivo del volumen de datos ha hecho posible el desarrollo de diversas técnicas de elaboración de mapas del contenido total de electrones, TEC, lo que, por otra parte, ha permitido constatar el fenómeno aquí analizado en numerosas observaciones (ver, por ejemplo, Zhu et al., 2010; Klimenko et al., 2011; Le et al., 2011; Xia et al., 2011; y Yao et al., 2012).

En este trabajo se ha llevado a cabo un estudio sistemático de los terremotos de magnitud Mw≥7.0 ocurridos durante el año 2010, a partir del análisis del contenido total de electrones vertical, vTEC, obtenido a partir de datos GPS, aplicando la metodología comentada a continuación.

2. METODOLOGÍA

El parámetro empleado para cuantificar el comportamiento de la ionosfera es el TEC*Sigma (Davidenko y Pulinets, 2012). Para cada estación, dicho parámetro viene dado por:

$$TEC * Sigma = \frac{TEC - TEC_{CP}}{\sigma} \quad (2)$$

donde TEC es el valor del vTEC observado en un momento dado, TEC_{CP} es el valor promedio de la serie formada por el vTEC observado a esa misma hora durante los 15 días anteriores y σ es la desviación estandar de dicha serie.

En otras palabras, el TEC*Sigma escala las variaciones de vTEC observadas en distintas estaciones, empleando para ello la variabilidad normal de la ionosfera sobre cada una de ellas (expresada por σ), lo que permite la comparación inmediata de resultados obtenidos en localizaciones y/o fechas diferentes.

Esta metodología requiere un volumen de datos muy inferior al necesario para la elaboración de mapas de TEC y es de fácil implementación para su empleo en tiempo real. Su principal inconveniente se encuentra la necesidad de disponer de series continuas de datos, lo que, por diversas causas, no siempre es posible en la práctica.

3. DATOS

La base de datos del *Global Centroid-Moment-Tensor, CMT, Project* (www.globalcmt.org) contiene un total de 23 terremotos de magnitud $M_w \geq 7.0$ ocurridos durante 2010. Sin embargo, no todos ellos pueden ser objeto de estudio ya que, con el fin de asegurar en la medida de lo posible, que los efectos asociados espacial y temporalmente a un evento dado se deben precisamente a él y que no están desvirtuados por otros factores, es preciso hacer una selección previa de los sucesos sísmicos a analizar, considerando los criterios objetivos expuestos a continuación.

Estos factores son, principalmente, de dos tipos: presencia de condiciones geomagnéticas perturbadas y ocurrencia de otros terremotos de magnitud similar con epicentro cercano al del caso analizado durante los días previos.

La figura 1 muestra los valores horarios del índice geomagnético Dst según datos del *World Data Center for Geomagnetism, Kyoto* (wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp) durante el intervalo de interés, que incluye todo el año 2010 y los 30 últimos días del año 2009, en previsión de que pudiera verse afectado el primer terremoto de $M_w \geq 7.0$ de 2010, que tuvo lugar el día 3 de enero. El trazo discontinuo horizontal indica el límite Dst≤-50 nT (tormenta moderada) adoptado como criterio indicador de la presencia de condiciones geomagnéticas perturbadas. Los círculos señalan el momento en que se produjo cada uno de los terremotos de $M_w \geq 7.0$ del año 2010.

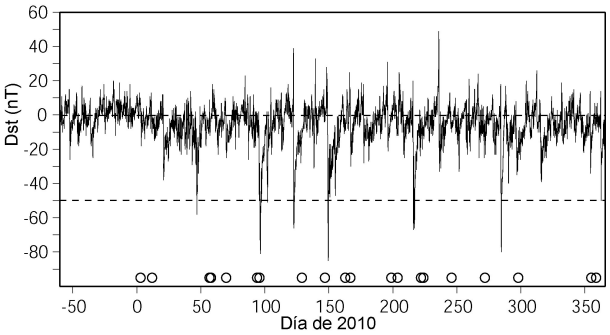


Figura 1* – Valores horarios del índice Dst para el intervalo considerado. La línea de trazos señala el valor de Dst = -50 nT. Los círculos indican el momento en que se produjeron terremotos de M≥7.0.** ***(Dst hourly mean values for the considered period. The discontinuous line corresponds to Dst = -50 nT and the circles indicate the earthquake occurrence time.)

En la figura se identifican 8 intervalos durante los cuales se alcazaron valores de Dst que superaron, en valor absoluto, el límite establecido. Aparecen relacionados en la tabla 1, en la que se indica para cada uno de ellos (denominados T1 a T8 por orden cronológico) los días del año en que tuvieron lugar, el número de valores horarios con Dst≤-50 nT y el valor mínimo alcanzado por este índice.

Tabla 1* – Intervalos que presentan condiciones geomagnéticas perturbadas. Explicación en el texto.** ***(Intervals with disturbed geomagnetic conditions. Further explanation in the text.)

Intervalo	Días	Valores horarios	Dst mínimo
T1	046-047	3	-58 nT
T2	095-097	24	-81 nT
T3	102	1	-51 nT
T4	122-123	10	-66 nT
T5	149	12	-85 nT
T6	215-217	22	-67 nT
T7	284	9	-80 nT
T8	362	1	-50 nT

Teniendo en cuenta que para estudiar el comportamiento del TEC*Sigma durante un intervalo de, al menos, 15 días antes de cada evento es preciso disponer de datos continuos de vTEC libres de los citados factores durante los 30 días previos (de manera que se puedan calcular los valores de TEC_{CP} y de σ correspondientes a los 15 días anteriores al primero para el que se obtiene el citado TEC*Sigma), atendiendo a este primer factor, para el presente trabajo se han descartado aquellos casos en los que el terremoto en cuestión se produjo dentro de los 30 días posteriores a alguno de los citados intervalos de condiciones geomagnéticas perturbadas.

Por otra parte, para seleccionar los casos libres de posibles influencias por la ocurrencia de otros terremotos de magnitud similar con epicentro cercano al del caso analizado durante los días previos, se han tenido en cuenta, además de los eventos de $M_w \geq 7.0$, los siete terremotos de magnitud $M_w=6.9$ ocurridos durante el intervalo de interés, y se ha establecido como criterio espacial la distancia de 1023 km, correspondiente al radio del área de preparación de terremotos de $M_w=7.0$.

Atendiendo a este segundo factor, se han descartado aquellos casos en los que tuvo lugar otro evento de $M_w \geq 6.9$ dentro de los 30 días anteriores, con epicentro situado a una distancia del epicentro del caso en cuestión igual o menor de 1023 km.

El mapa de la figura 2 muestra los epicentros de los terremotos seleccionados de acuerdo con los criterios comentados, que aparecen codificados por un grupo de tres cifras que expresa el día del año en que se produjeron. La línea de trazos sobre el mapa indica la posición del ecuador geomagnético para el año 2010.

La tabla 2 contiene los principales parámetros de localización de los casos seleccionados.

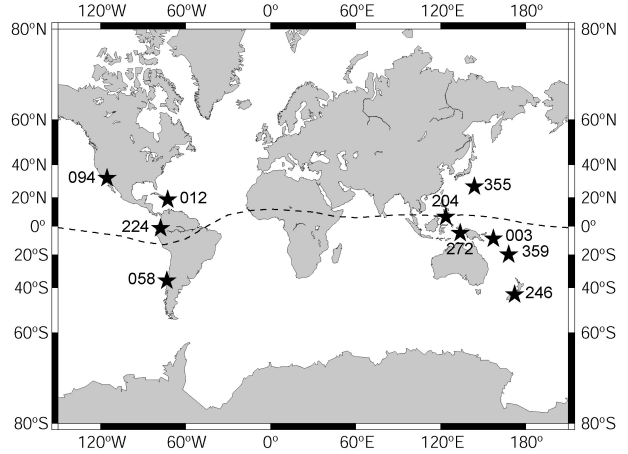


Figura 2* – Localización de los terremotos seleccionados. La línea de trazos indica la posición del ecuador geomagnético en el año 2010.** ***(Location of the selected earthquakes. The discontinuous line corresponds to the geomagnetic equator for 2010.)

Además de los ocho casos que cumplen esctrictamente los criterios de selección establecidos, para el presente trabajo se han incluido los eventos 058 y 224, afectados por los intervalos de condiciones geomagnéticas perturbadas T1 y T6,respectivamente, por los motivos expuestos a continuación.

Tabla 2* – Relación de terremotos seleccionados.** ***(List of selected earthquakes.)

Caso	Mw	Fecha y hora	Latitud	Longitud	Z (km)
003	7.1	03 ene 22:37h	8.88ºS	157.21ºE	12.0
012	7.0	12 ene 21:53h	18.61ºN	72.62ºW	12.0
058	8.8	27 feb 06:35h	35.98ºS	73.15ºW	23.2
094	7.2	04 abr 22:41h	32.31ºN	115.39ºW	12.8
204	7.3	23 jul 22:08h	6.54ºN	123.59ºE	596.8
224	7.1	12 ago 11:54h	1.51ºS	77.51ºW	197.8
246	7.0	03 sep 16:36h	43.56ºS	172.12ºE	12.0
272	7.0	29 sep 17:12h	4.92ºS	133.78ºE	17.7
355	7.4	21 dic 17:20h	27.10ºN	143.76ºE	15.6
359	7.3	25 dic 13:17h	19.67ºS	168.04ºE	16.6

El primero de ellos, caso 058, ha sido elegido por su magnitud, $M_w \geq 8.8$, que, en sí misma, le hace acreedor de un tratamiento específico. Sirva como referencia recordar aquí que desde el año 2000 solo se han producido 6 terremotos de $M_w \geq 8.5$ en todo el mundo. Los resultados del análisis particular de este caso,

expuestos más adelante, constituyen la segunda parte del presente trabajo.

A su vez, el caso 224 se ha incluido en razón de su profundidad. En efecto, la mayor parte de los terremotos de $M_w \geq 7.0$ ocurridos durante el año 2010 presentan una profundidad claramente inferior a 50 km, excepto los casos 204 y 224, y dos terremotos (de profundidad 576.9 y 641.4 km) ocurridos en el intervalo de poco más de una hora después del evento 204 y con epicentros situados, respectivamente, a solo 35 y 22 km de distancia, descartados para el presente estudio por no cumplir los criterios de selección establecidos. Ante estas circunstancias, y con el fin de contar con una información más completa a la hora de valorar, al menos cualitativamente, la influencia de la profundidad en los fenómenos aquí estudiados, se ha optado por incluir también el caso 224.

Para el presente trabajo se han empleado observaciones de GPS de la base de datos de la organización *University NAVSTAR Consortium, UNAVCO* (www.unavco.org), empleando, para cada caso, la opción de búsqueda circular con centro en el epicentro del terremoto y radio 1600 km. Este valor se ha establecido por redondeo al alza del radio de preparación de terremotos de M_w=7.4 (1521 km), por ser ésta la mayor magnitud de los eventos seleccionados, exceptuando el caso 058.

No ha sido posible emplear un intervalo temporal de la misma longitud en todos los casos bien por la falta de los ficheros correspondientes a días esporádicos, bien por la presencia de ficheros dañados, detectados *a posteriori*, durante el procesado, lo que trae como resultado la interrupción de la continuidad de las series de vTEC, necesaria para el cálculo de TEC*Sigma. Cabe comentar, como caso extremo, que en fechas próximas al evento 003 no existen datos de ninguna estación que permitan su estudio, por lo que, a pesar de cumplir estrictamente los criterios de selección establecidos, ha tenido que ser forzosamente descartado, por razones obvias.

Por último indicar que, dado que el intervalo de muestreo de las únicas estaciones con datos disponibles para el análisis de los terremotos 204, 272 y 359 es de 30 segundos, aunque en los casos restantes existen estaciones con datos de mejor resolución temporal, se ha optado por emplear únicamente las que presentan el citado intervalo de muestreo de 30 segundos en todos los casos.

La tabla 3 indica, para cada caso las estaciones empleadas en su análisis y el intervalo temporal abarcado por la serie continua de TEC*Sigma que ha sido posible obtener en torno al día en que se produjo cada terremoto, expresado en días antes y después del mismo, con signo negativo y positivo, respectivamente.

Tabla 3* – Estaciones empleadas en el análisis, con indicación del intervalo abarcado por las series temporales de TEC*Sigma, expresado en días antes (-) y después (+) del día del terremoto correspondiente.** ***(Stations used in the analysis and their corresponding temporal intervals for the TEC*Sigma temporal series. Signs (-) and (+) respectively stand for days before and after the seismic event.)

Caso	Estación	Latitud	Longitud	Desde	Hasta
012	CRO1	17.76ºN	64.58ºW	-41	+23
	RCMV	25.61ºN	80.38ºW	-27	+ 4
094	AMC2	38.80ºN	104.52ºW	-45	+45
	JPLM	34.20ºN	118.17ºW	-42	+45
	PIE1	34.30ºN	108.12ºW	-45	+45
	QUIN	39.97ºN	120.94ºW	-45	+24
204	PIMO	14.64ºN	121.08ºE	-45	+60
224	GPLS	0.74ºS	90.30ºW	-40	+54
246	CHAT	43.96ºS	176.57ºW	-29	+60
272	DARW	12.84ºS	131.13ºE	-20	+22
	KAT1	14.38ºS	132.15ºE	-36	+11
355	TSKB	36.11ºN	140.09ºE	-27	+47
	USUD	36.13ºN	138.36ºE	-45	+60
359	KOUC	20.56ºS	164.29ºE	-10	+17
	NRMD	22.23ºS	166.49ºE	-10	+12

La figura 3 muestra el mapa de detalle para cada uno de los casos estudiados, con la situación del epicentro y de las estaciones empleadas en su análisis, y la representación de la esfera focal correspondiente.

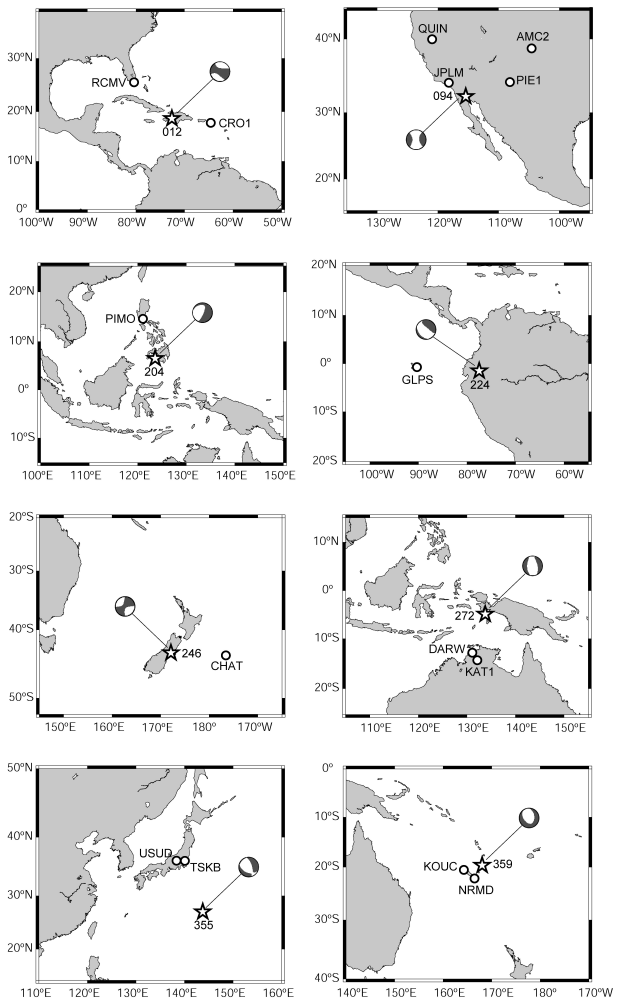


Figura 3* – Esfera focal y epicentro de los terremotos indicados, con la situación de las estaciones empleadas en su análisis.** ***(Focal mechanism and epicenter of the chosen earthquakes and location of the GNSS stations used in the analysis.)

4. RESULTADOS 1: TERREMOTOS DEL AÑO 2010

En cinco de los eventos analizados (casos 012, 204, 224, 246 y 355) se observan valores de TEC*Sigma superiores a 2 durante el día anterior al del terremoto.

La figura 4 muestra, para cada uno de estos casos, la serie temporal de TEC*Sigma durante el intervalo de 30 días en torno al del evento que abarca desde el inicio del día -15 hasta el final del día +14. El origen del eje de abscisas coincide con las 00:00h UT del día del terremoto analizado, y el trazo vertical indica el momento en que se produjo.

Para la correcta interpretación cualitativa de los efectos observados, hay que tener en cuenta, al mismo tiempo, la magnitud del terremoto y su profundidad.

Así, para eventos de magnitud similar (comparando, por ejemplo, el caso 012 de M=7.0 y 12.0 km de profundidad, con el caso 224 de M=7.1 y 197.8 km) la profundidad parece ejercer un papel muy importante, de manera que cuando ésta aumenta, el valor máximo de TEC*Sigma alcanzado disminuye notablemente.

Sin embargo, los resultados de una comparación similar entre los casos 355 (M=7.4 y 15.6 km de profundidad) y 204 (M=7.3 y 596.8 km de profundidad) parecen, en un primer momento, estar en contra de la afirmación anterior, ya que en ambos casos los valores alcanzados por el TEC*Sigma son muy similares.

No obstante, una lectura detallada de ambas gráficas permite apreciar que, para poder establecer una comparación más rigurosa

entre ambos casos, probablemente habría que tener en cuenta que mientras que el aumento de TEC*Sigma en el caso 204 se inicia desde un valor próximo a cero, en el caso 355 dicho aumento se inicia desde un valor próximo a -2, lo que se traduciría en un incremento relativo muy superior, en consonancia con los resultados obtenidos para los eventos 012 y 246, de profundidad similar.

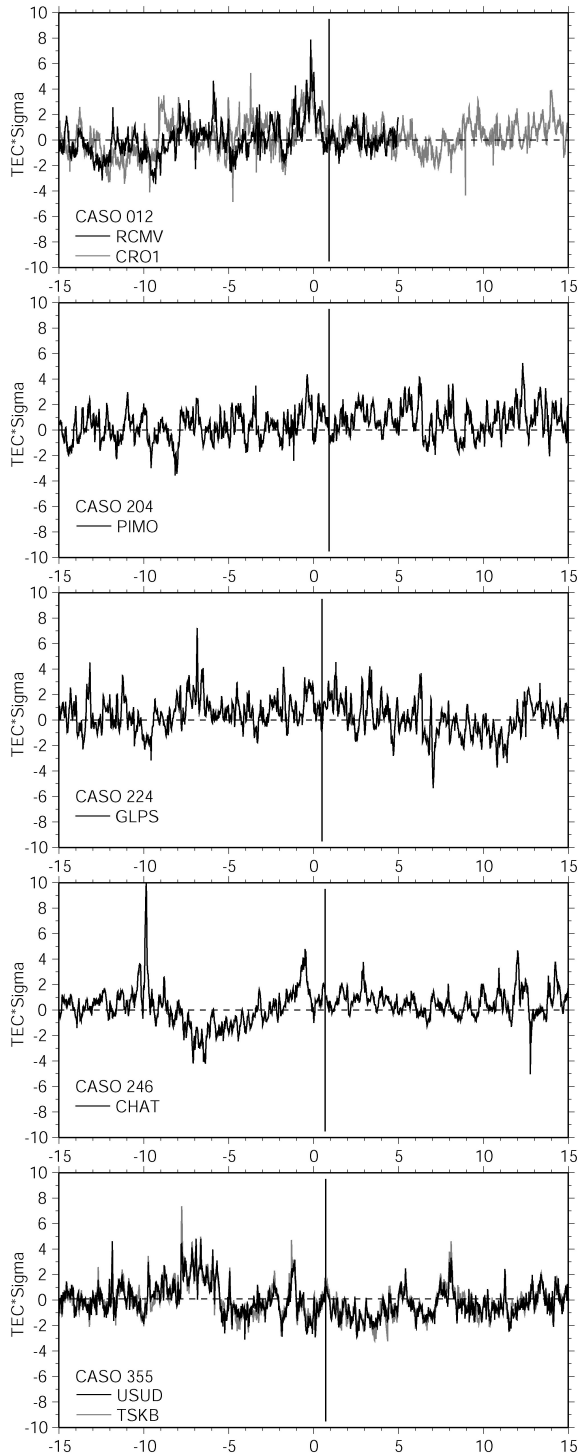


Figura 4* – Serie temporal de TEC*Sigma para los casos 012, 204, 224, 246 y 355. El eje de abscisas indica los días antes (-) y después (+) del día del terremoto. Explicación en el texto.** ***(TEC*Sigma temporal series for the cases 012, 204, 224, 246 and 355. Numbers on the horizontal axis correspond to days before (-) and after (+) the seismic event. Further explanation in the text.)

Además del aumento de TEC*Sigma durante el día anterior al del terremoto, en algunos de los casos comentados se aprecia un aumento comparable a aquel que tiene lugar varios días antes del evento. En concreto, en el caso 224 dicho aumento se produce durante los días -8 y -7. Conviene recordar en este punto que este caso ha sido incluido en el presente estudio con motivo de su profundidad, pero no cumple los criterios de selección establecidos. En efecto, podría verse afectado por el periodo de condiciones geomagnéticas perturbadas T6 que alcanzó su valor mínimo de Dst precisamente 8 días antes del terremoto, lo que probablemente podría justificar el aumento de TEC*Sigma ahora comentado. En cualquier caso, este aumento no podría asociarse, en principio, a los procesos de preparación del evento sísmico.

No es fácil encontrar las causas del aumento similar de TEC*Sigma presente durante los días -8 a -6 en el caso 355. Teniendo en cuenta que los criterios de selección pretenden asegurar, en la medida de lo posible, la ausencia de otras influencias, este aumento debería estar provocado, precisamente, por la actividad de preparación del terremoto. Sin embargo, al igual que en el caso anterior, esta posibilidad debe desestimarse dado que en los casos restantes no se observa ningún efecto similar.

Al contrario que en los casos anteriores, no se observa un aumento significativo de TEC*Sigma durante el día anterior al del terremoto en los eventos restantes (casos 094, 272 y 359). La figura 5 muestra, con la misma disposición que la anterior, la serie temporal de TEC*Sigma para estos tres casos.

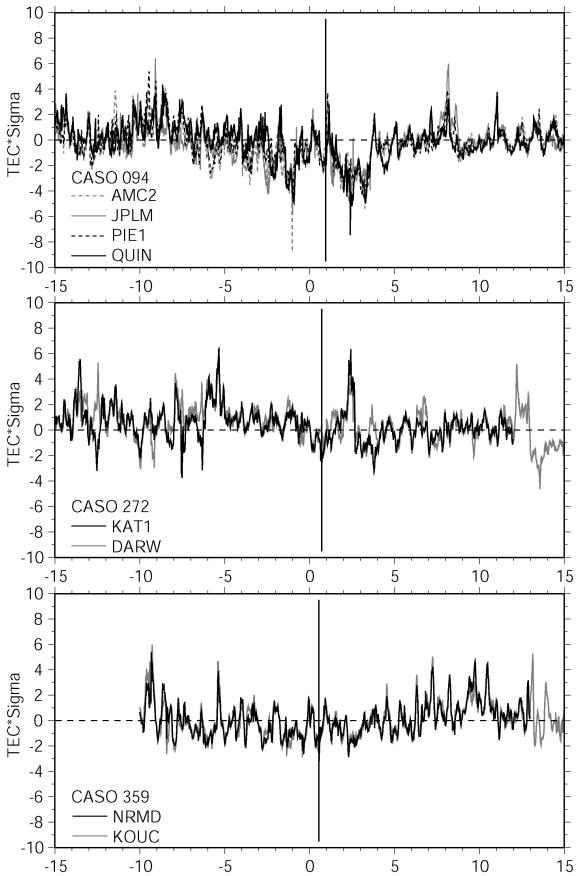


Figura 5* – Serie temporal de TEC*Sigma para los casos 094, 272 y 359. El eje de abscisas indica los días antes (-) y después (+) del día del terremoto. Explicación en el texto.** ***(TEC*Sigma temporal series for the cases 094, 272 and 359. Numbers on the horizontal axis correspond to days before (-) and after (+) the seismic event. Further explanation in the text.)

En particular, en el caso 094 no solo no se detecta un aumento de TEC*Sigma sino que, en contra de lo que cabría esperar, entre los días -2 y -1 se observa un descenso de TEC*Sigma hasta alcanzar valores por debajo de -2. Tras un ascenso hasta valores próximos a cero durante el día -1 y primeras hora del día del terremoto, desciende nuevamente. Sin perder de vista los valores absolutos de TEC*Sigma, este comportamiento resulta similar, desde el punto de vista cualitativo, al observado en el caso 355 anteriormente comentado. En efecto, en ambos casos la lectura detallada de la figura permite identificar un incremento relativo de

TEC*Sigma comparable al observado en los casos 012 y 246. En este sentido hay que tener en cuenta, además, que el intervalo con perturbación geomagnética T2 se inició el día +1 del caso ahora comentado, de manera que, muy probablemente, las condiciones geomagnéticas podrían haber llegado a ocultar un posible aumento del TEC*Sigma asociado a la preparación del terremoto, de haberse producido realmente dicho aumento.

La posición relativa con respecto al epicentro del terremoto de las estaciones empleadas para el análisis del caso 272 podría justificar, al menos en gran parte, el hecho de que no se observe el efecto esperado. En efecto, como se ha comentado más arriba, un posible desplazamiento hacia el ecuador geomagnético de la región de la ionosfera afectada por el fenómeno estudiado se traduciría en un "desplazamiento ficticio", de sentido contrario, de las estaciones, "alejándolas" de la región perturbada y haciéndolas, por lo tanto, insensibles al fenómeno.

Cabe añadir en este sentido que un desplazamiento similar de la región de la ionosfera afectada se habría traducido en que la estación PIMO esté situada "en el lugar idóneo" para el análisis del caso 204, anteriormente comentado, contribuyendo en gran medida a la identificación de los efectos observados en este caso, a pesar de la gran profundidad del hipocentro.

Dada la proximidad de las estaciones al epicentro, no hay niguna razón evidente que justifique el hecho de que no se aprecie un aumento significativo de TEC*Sigma en el caso 359. En todo caso, el motivo no parece encontrarse en las características de la actividad pre-sísmica, ya que, excepto por su azimut, su esfera focal es prácticamente idéntica a la del caso 204, en el que hay que recordar, una vez más, que sí se observa el efecto comentado.

En resumen, hasta este punto, pueden extraerse las siguientes conclusiones provisionales: (1) la forma de las gráficas permite identificar un aumento anómalo de TEC*Sigma probablemente asociado al terremoto en seis de los casos analizados, si bien es cierto que el TEC*Sigma únicamente alcanza valores significativos en cinco de ellos, (2) el posible desplazamiento de la región de ionosfera afectada podría justificar que no sea así en uno de los dos casos restantes, y (3) no existen razones evidentes para el hecho de que no se observen efectos de este tipo en el último de los casos estudiados.

Con el fin de intentar determinar si el comportamiento anómalo observado en algunos casos está realmente asociado a la ocurrencia del terremoto en cuestión o, por el contrario, entra dentro de la variabilidad normal de la ionosfera, conviene ampliar el intervalo temporal de análisis. De este modo, se puede determinar si también se observan, o no, anomalías similares en otras circunstancias que no puedan justificarse por la actividad sísmica. En la bibliografía al respecto existen precedentes cuyos resultados positivos han sido discutidos en base a consideraciones de este tipo (Thomas et al., 2012).

Para ello, se define ahora la anomalía de TEC*Sigma como la diferencia del valor observado, con su signo, con respecto al límite establecido por los niveles de TEC*Sigma=±2, asignando el valor de anomalía = 0 a los valores de TEC*Sigma comprendidos dentro de la banda delimitada por dichos niveles.

La figura 6 muestra, para los casos indicados, la serie temporal completa de TEC*Sigma empleada en el análisis (parte superior) y la serie temporal de anomalías correspondiente (parte inferior). El eje de abscisas, con origen en las 00:00h UT del día del terremoto, indica los días antes (-) y después del mismo, y el trazo vertical discontinuo señala el momento en que se produjo.

Además de la anomalía que tiene lugar el día anterior al terremoto, en el caso 012 también se observan otras de mucha menor entidad. La más significativa de éstas durante el día -25 y alcanza valores comparables a los que tienen lugar el día anterior al evento sísmico, si bien es cierto que aquélla presenta una duración mucho menor que ésta: 7 horas, frente a 19 durante el día anterior al terremoto. Por lo tanto, puede afirmarse, con las debidas reservas, que el aumento de TEC*Sigma observado durante el día anterior al terremoto está relacionado, muy probablemente, con la actividad pre-sísmica que tuvo lugar durante la preparación del mismo.

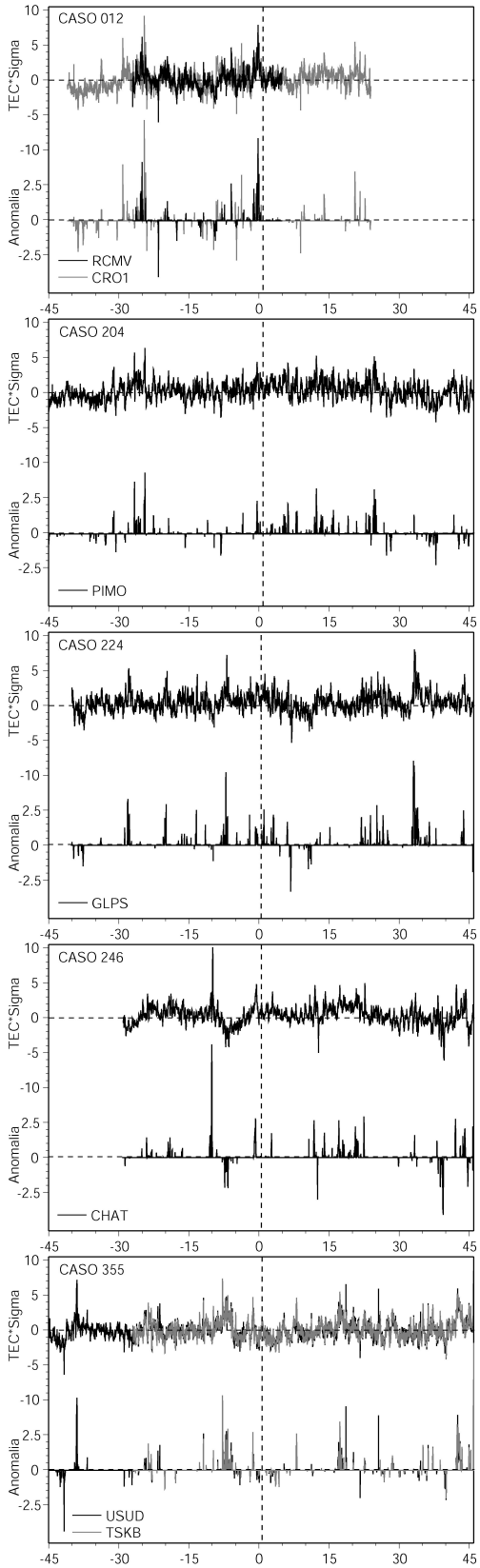


Figura 6* – Series temporales de TEC*Sigma y de anomalías para los casos 012, 204, 224, 246 y 355. El eje de abscisas indica los días antes (-) y después (+) del día del terremoto. Explicación en el texto. *(TEC*Sigma temporal series and anomalies for the cases 012, 204, 224, 246 and 355. Numbers on the horizontal axis correspond to days before (-) and after (+) the seismic event. Further explanation in the text.)

Algo similar ocurre en el caso 246. Además de la anomalía observada el día anterior al evento (de 13 horas de duración), el día

-10 y entre los días +12 a +24 tienen lugar diversas anomalías con valores comparables a los de aquélla. De estas, las de mayor duración (8 horas en ambos casos) se producen los días +17 y +20. Por lo tanto, como en el caso anterior, también puede afirmarse ahora que el aumento de TEC*Sigma durante el día anterior al terremoto esté realcionado, muy probablemente, con la actividad pre-sísmica.

Las anomalías observadas a lo largo del intervalo considerado en los tres casos restantes (204, 224 y 355) alcanzan valores y duración que, en ocasiones, superan a los del día anterior al evento. Es preciso insistir, no obstante, que el hecho de que dicha anomalía no se distinga claramente de las demás no implica, necesariamente, que ésta no esté causada por la actividad pre-sísmica. Por el contrario, se trataría de una prueba más del papel que desempeñan la profundidad del hipocentro y las condiciones geomagnéticas limitando la intensidad con que se manifiesta el fenómeno estudiado.

Las anomalías observadas en el caso 094 merecen un comentario particular (Figura 7). Además de las diversas anomalías positivas identificadas a lo largo del intervalo considerado, destaca una clara anomalía negativa doble en los días más próximos al terremoto, antes y depués de él, que tendría su origen, muy probablemente, en la presencia del periodo con prerturbación geomagnética T2.

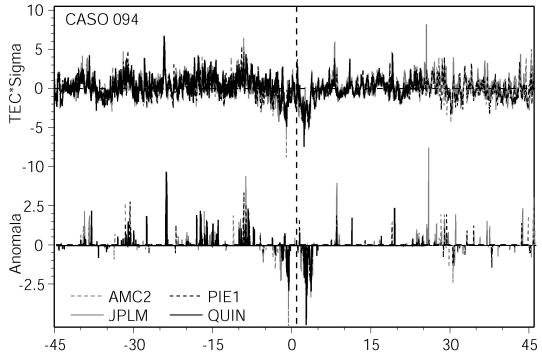


Figura 7* – Series temporales de TEC*Sigma y de anomalías para el caso 094. El eje de abscisas indica los días antes (-) y después (+) del día del terremoto. Explicación en el texto.** ***(TEC*Sigma temporal series and anomalies for the case 094. Numbers on the horizontal axis correspond to days before (-) and after (+) the seismic event. Further explanation in the text.)

Sin embargo, el hecho de aparecer interrumpida por valores próximos a cero en lugar de mantener valores negativos durante todo el intervalo perturbado, reflejaría la presencia de un aumento de TEC*Sigma provocado por la preparación del terremoto y que habría permanecido oculto por unas condiciones geomagnéticas desfavorables, tal como se ha comentado anteriormente.

5. RESULTADOS 2: TERREMOTOS DE CHILE

Además de su margnitud, son varios los motivos que hacen al caso 058, correspondiente al terremoto de Chile de 27 de febrero de 2010, acreedor de un estudio particularizado, incluso a pesar de no cumplir los criterios de selección establecidos.

En primer lugar, porque el 2 de enero de 2011 tuvo lugar un terremoto, de M_w=7.1, con epicentro muy cercano al del caso 058, profundidad comparable (19.4 km) y esfera focal muy similar (Figura 8), que cumple estrictamente los criterios de selección establecidos para evitar la influencia de otros terremotos cercanos en el espacio y en el tiempo.

Aunque no cumple estrictamente los criterios relativos a las condiciones geomagnéticas, dado que se produjo solo cinco días después del intervalo con perturbación geomagnética T8, puede considerarse, en la práctica, libre de este tipo de perturbaciones ya que durante dicho intervalo se registró un único valor horario con Dst=-50 nT.

En segundo lugar, para ambos eventos se dispone de series temporales de TEC*Sigma suficientemente extensas (Tabla 4) obtenidas de los datos registrados en las mismas estaciones: CONZ (36.84ºS ºN, 73.03ºW) y SANT (33.15ºS, 70.67ºW).

En consecuencia se da un conjunto de circunstancias tal que permite establecer las oportunas comparaciones, al menos desde el punto de vista cualitativo, entre los resultados obtenidos para dos casos de estudio de caraterísticas muy similares que se diferencian, fundamentalmente, en las condiciones geomagnéticas presentes en cada uno de ellos.

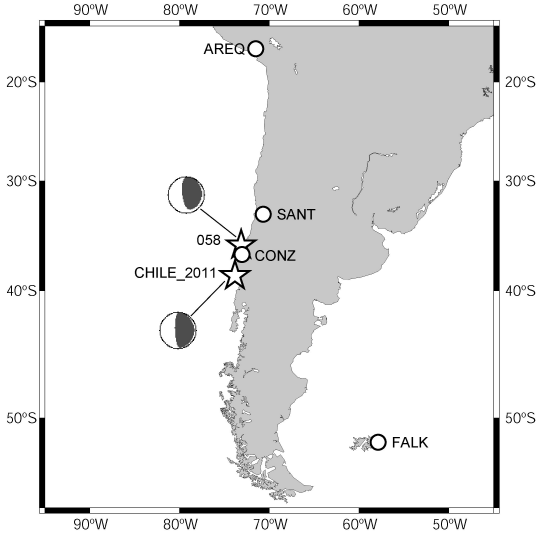


Figura 8* – Esfera focal y epicentro de los terremotos del caso 058 y de 2 de enero de 2011 (indicado por CHILE_2011), con la situación de las estaciones empleadas en su análisis.** ***(Focal mechanism and epicenter of the 058 case and the Chilean earthquake occurred on January 2, 2011. Circles represent the GNSS stations used in the analysis.)

Además, para el análisis del caso 058 se dispone también de las series temporales de TEC*Sigma correspondientes a las estaciones AREQ (16.47ºS, 71.49ºW) y FALK (51.69ºS, 57.87ºW), situadas fuera del área de preparación de este evento.

Tabla 4* – Estaciones empleadas en el análisis, con indicación del intervalo temporal abarcado por las series temporales de TEC*Sigma, expresado en días antes (-) y después (+) del día del terremoto correspondiente.** ***(Stations and temporal intervals used in the analysis of the 058 case. Signs (-) and (+) stand for days before and after the seismic event, respectively.)

Estación	Caso 058		Caso CHILE_2011	
	Desde	Hasta	Desde	Hasta
CONZ	-45	+53	-15	+48
SANT	-45	+60	-45	+60
AREQ	-45	+53	-	-
FALK	-45	+14	-	-

La figura 9 muestra, con la misma disposición que las figuras 4 y 5, las series temporales de TEC*Sigma correspondientes al caso 058 en estaciones situadas dentro (arriba) y fuera (centro) del área de preparación del terremoto, y al evento de 2011 (abajo).

Es inmediato comprobar que en los días próximos al terremoto no existen diferencias notables en los resultados obtenidos en estaciones situadas dentro y fuera del área de preparación. Aunque esto era fácil de prever en las estaciones situadas fuera del área (es decir, "insensibles" al fenómeno estudiado), cabría esperar, sin embargo, que dada la magnitud del evento, se observase cierto aumento del TEC*Sigma en los días previos al terremoto en las estaciones situadas cercanas al epicentro, aunque apareciese atenuado por las condiciones geomagnéticas perturbadas. El hecho de que esto no sea así pone de relieve, una vez más, el importante papel que desempeñan las condiciones geomagnéticas en este tipo de estudios.

En efecto, durante el terremoto de 2011, de menor magnitud pero libre de perturbaciones geomagnéticas, el TEC*Sigma alcanza

valores superiores a 2 durante los días -1 a +1 que, en principio, están asociados únicamente a la actividad pre-sísmica.

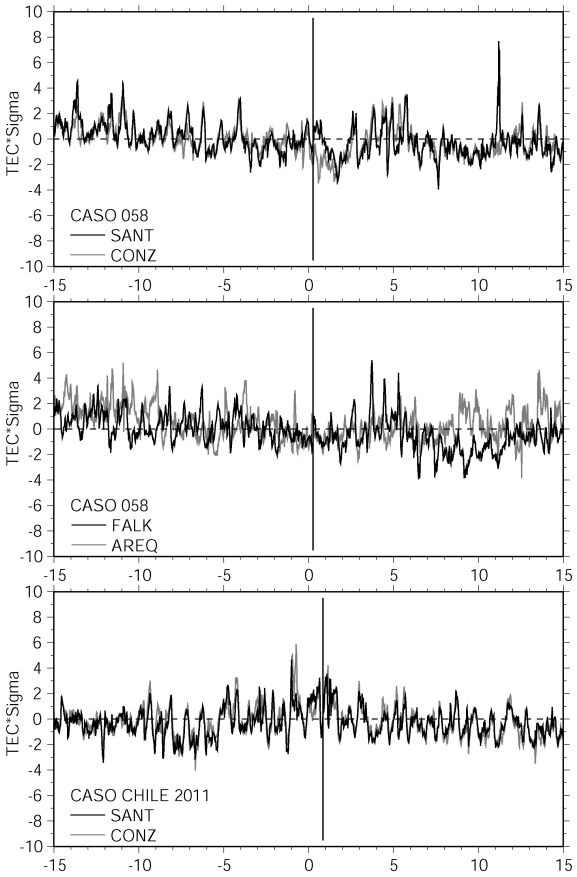


Figura 9* – Serie temporal de TEC*Sigma en estaciones situadas dentro (arriba) y fuera (centro) del área de preparación del caso 058, y para el terremoto de 2 de enero de 2011 (abajo). El eje de abscisas indica los días antes (-) y después (+) del día del terremoto. Explicación en el texto.** ***(TEC*Sigma temporal series from stations located inside (top) and outside (bottom) the preparation area for the 058 case and the Chilean earthquake occurred on January 2, 2011. Numbers on the horizontal axis correspond to days before (-) and after (+) the seismic event. Further explanation in the text.)

La figura 10, con la misma disposición que las figuras 6 y 7, refleja estos mismos resultados cualitativos, expresados en forma de anomalías. Así, en el caso 058 se presentan diversas anomalías antes y después del terremoto pero no se observa ninguna asociada al terremoto.

Por el contrario, en el caso del evento de 2011 destaca una clara anomalía correspondiente al aumento de TEC*Sigma que tiene lugar durante los días -1 a +1 por lo que puede afirmarse, con las debidas reservas, que dicho aumento se debe, efectivamente, a los procesos de preparación del terremoto.

No obstante, hay que señalar que en este caso se identifican, además, otras anomalías que alcanzan valores similares a la asociada al terremoto, la mayor parte de ellas de menor duración que ésta, si bien las que tienen lugar durante los días -27 y +42 presentan una duración comparable a aquélla. Aunque no es fácil justificar la presencia de la anomalía del día -27, la correspondiente al día +42 podría estar asociada al terremoto de 11 de febrero (M_w=6.8 y 17.8 km de profundidad), con epicentro muy cercano al del caso ahora comentado.

Finalmente, se han comparado, a modo de resumen, las series temporales de TEC*Sigma obtenidas en la estación SANT para los casos ahora comentados con la obtenida en una situación de referencia, libre de perturbaciones geomagnéticas, durante la que no se produjo ningún terremoto. Los datos corresponden a la misma fecha del evento 058, pero del año anterior, esto es, el 27 de febrero de 2009.

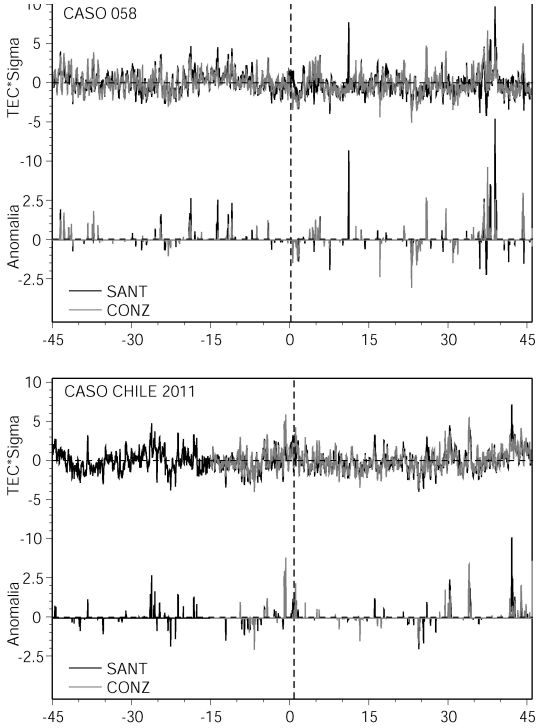


Figura 10* –Series temporales de TEC*Sigma y de anomalías para el caso 058 y para el terremoto de 2 de enero de 2011. El eje de abscisas indica los días antes (-) y después (+) del día del terremoto. Explicación en el texto.** ***(TEC*Sigma temporal series and anomalies for the 058 case and the Chilean earthquake occurred on January 2, 2011. Numbers on the horizontal axis correspond to days before (-) and after (+) the seismic event. Further explanation in the text.)

La figura 11 muestra las series temporales de TEC*Sigma en dicha estación durante el intervalo correspondiente la situación de referencia (arriba), al caso 058 (centro) y al terremoto de 2011 (abajo). Para facilitar su comparación visual, las gráficas aparecen desplazadas en el tiempo de manera que el momento en que se produjeron los eventos (para el caso de referencia de 2009, se ha considerado como tal la misma hora en que tuvo lugar el terremoto del caso 058) queden alineados sobre la misma vertical. La escala del eje de abscisas indicada en la parte superior de la figura no representa, por lo tanto, días naturales sino intervalos de 24 horas.

En ninguno de los dos primeros casos se identifica un comportamiento anómalo de TEC*Sigma, a pesar de que en el segundo de ellos se produjo un terremoto de M_w=8.8.

En otras palabras, las condiciones geomagnéticas perturbadas presentes en un momento dado pueden llegan a ocultar completamente los efectos sobre la ionosfera provocados por un terremoto, incluso cuando se trata de un caso de tan elevada magnitud como el comentado, hasta el punto de hacerlos aparecer de la misma entidad que los debidos a la variabilidad normal de la ionosfera.

Por el contrario, cuando las condiciones geomagnéticas no son desfavorables, como ocurre en el tercer caso, resulta relativamente fácil identificar los efectos del fenómeno estudiado.

6. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se ha analizado el comportamiento de TEC*Sigma durante un intervalo de varias semanas en torno a la ocurrencia de 9 terremotos del año 2010 y uno del año 2011, todos de M_w=7.0.

En 7 casos (eventos 012, 094, 204, 224, 246 y 355, y terremoto de 2 de enero de 2011) se ha identificado, al menos desde el punto de vista cualitativo, un aumento relativo significativo de dicho parámetro, muy probablemente asociado a los procesos pre-sísmicos que tienen lugar durante la preparación del terremoto.

Sin embargo, solo en 3 de ellos (casos 012, 246 y terremoto de 2 de enero de 2011) ha sido posible su identificación completa también desde el punto de vista cuantitativo, atendiendo al valor

absoluto alcanzado por las correspondientes anomalías. En los casos restantes, factores como la profundidad del hipocentro (eventos 204 y 224) o la presencia de condiciones geomagnéticas perturbadas (casos 094 y 355) han podido contribuido a limitar la intensidad de los efectos provocados por la preparación del terremoto, hasta el punto de hacerlos prácticamente imposibles de diferenciar de la variabilidad normal de la ionosfera.

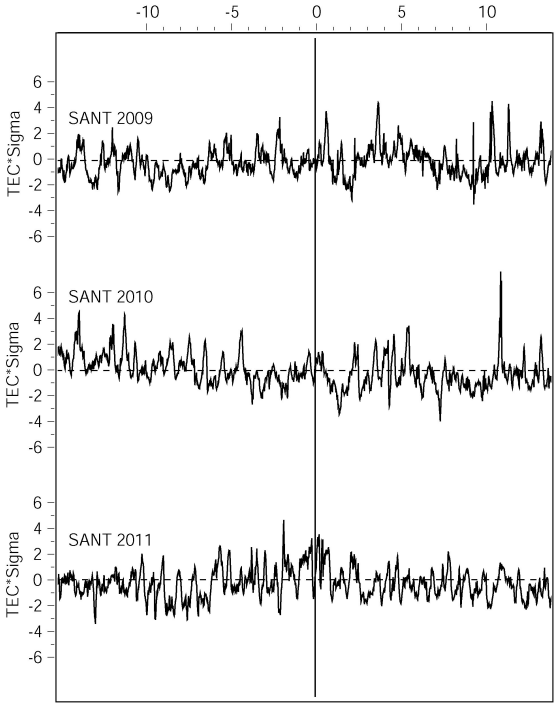


Figura 11* – Serie temporal de TEC*Sigma en la estación SANT para el caso de referencia del año 2009 (arriba), para el caso 058 (centro) y para el terremoto de 2 de enero de 2011 (abajo). Explicación en el texto.** ***(TEC*Sigma temporal series for the 2009 reference case (top), the 058 case (middle) and the January 2, 2011, earthquake (bottom). The horizontal scale correspond to 24 hours intervals before (-) and after (+) the seismic event. Further explanation in the text.)

Las condiciones geomagnéticas perturbadas podrían ser también uno de los posibles motivos que han impedido identificar, incluso solo desde el punto de vista cualitativo, un aumento significativo de TEC*Sigma en el caso 058.

Por último, mientras que un posible desplazamiento hacia el ecuador geomagnético de la región de la ionosfera afectada explicaría la ausencia de efectos en el caso 272, hay que señalar que, por el contrario, no existen razones evidentes que justifiquen dicha ausencia de efectos en el caso 359.

En resumen, en el presente trabajo se ha encontrado evidencias suficientes para poder confirmar que, al menos en la mayor parte de los casos analizados, los distintos procesos relacionados con la preparación de terremotos de cierta magnitud se reflejan, en mayor o menor media, en forma anomalías en el comportamiento de la ionosfera durante los días previos a que se produzca el evento.

Sin embargo, diversos factores, entre los que cabe destacar la profundidad del hipocentro y la presencia de condiciones geomagnéticas perturbadas, dificiltan enormemente la observación de este fenómeno, lo que hace necesario continuar investigando en esta materia.

7. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de la actividad investigadora del "Grupo de Estudios Ionosféricos y Técnicas de Posicionamiento por Satelite, GNSS" (Grupo 910596) y ha sido financiado parcialmente por la Fundación Mapfre.

Los autores quieren expresar su agradecimiento a L. Ciraolo por haber facilitado el software empleado en el cálculo del vTEC.

8. REFERENCIAS

Davidenko, D. y S.A. Pulinets (2012): "Analysis of the ionosphere behavior before strong Greek earthquakes with M>6.0 over a period of 2006-2011". Proceedings *Pre-Earthquakes Seventh Frame Work Programma Final Meeting,* Yuzhno-Sakhalinsk, Russia.

Dobrovolsky, I.R., S.I. Zubkov y V.I. Myachkin (1979): "Estimation of the size of earthquake preparation zones". *Pure and Applied Geophysics*, **117**, 1025-1044.

Le, H., JY. Liu y L. Liu (2011): "A statistical analysis of ionospheric anomalies before 736 *M*6.0+ earthquakes during 2002-2010". *Journal of Geophysical Research,* **116**, A02303.

Klimenko, M.V., V.V. Klimenko, I.E. Zakharenkova, S.A. Pulinets, B. Zhao y M.N. Tsidilina (2011): "Formation mechanism of great positive TEC disturbances prior to Wenchuan earthquake on May 12, 2008". *Advances in Space Research*, **48**, 488-499.

Pulinets, S.A., T.B. Gaivoronska, A. Leyva Contreras y L. Ciraolo (2004): "Correlation analysis technique revealing ionospheric precursors of earthquakes". *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **4**, 697-702.

Pulinets, S.A., A.N. Kotsarenko, L. Ciraolo y I.A. Pulinets (2007): "Special case of ionospheric day-to-day variability associated with earthquake preparation". *Advances in Space Research*, 39, 970-977.

Pulinets, S.A. y D. Ouzounov (2011): "Lithosphere–Atmosphere-Ionosphere Coupling (LAIC) model: An unified concept for earthquake precursors validation". *Journal of Asian Earth Sciences*, **41**, 371-382.

Thomas, J.N., J.J. Love, A. Komjathy, O.P. Verkhoglyadova, M. Butala y N. Rivera (2012): "On the reported ionospheric precursor of the 1999 Hector Mine, California earthquake". *Geophysical Research Letters*, **39**, L06302.

Xia, C., S. Yang, G. Xu, B. Zhao y T. Yu (2011): "Ionospheric anomalies observed by GPS TEC prior to the Qinghai-Tibet region earthquakes". *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **22** (2), 177-185.

Yao, Y.B., P. Cheng, H. Wu, S. Zhang y W.F. Peng (2012): "Analysis of ionospheric anomalies before the 2011 Mw9.0 Japan earthquake". *Ghinese Science Bulletin*, **57** (5), 500-510.

Zhu, F., Y. Wu, J. Lin y Y. Zhou (2010): "Temporal an spatial characteristics of VTEC anomalies before Wenchuan Ms8.0 earthquake". *Geodesy and Geodynamics*, **1** (1), 23-28.

Estudio de la sensibilidad en medidas de tomografía eléctrica entre pozos
Study of sensitivity in cross-hole resistivity tomography measurements

Fabián Bellmunt[(1)], Alex Marcuello[(1)], Juanjo Ledo[(1)] y Pilar Queralt[(1)]
[(1)] Institut Geomodels. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. c/ Martí i Franquès, s/n. 08020 Barcelona. fbellmunt@ub.edu

SUMMARY

Cross-hole resistivity tomography can be a useful tool in geotechnical or hydrogeological works because it can help to better characterize the ground structures and to monitor the processes occurring there. The sensitivity of the measurements to the presence of a body near the wells is a key aspect for its application, and it is not always well understood from the usual sensitivity analysis. In this work we present a numerical experiment to assess the sensitivity of cross-hole measurements for this case. Here the bipole-bipole configuration (AM-BN) has been chosen with different inclinations and distances between bipoles. Dependence on the body location as well as on the amount of inverted data has been taken into account. This study has allowed identifying the main features of the sensitivity for the location of the body, and the use of hybrid configurations is recommended.

1. INTRODUCCIÓN

La descripción de la evolución temporal de trazadores u otros fluidos inyectados en pozos se puede considerar como monitorización de procesos direccionales. La tomografía eléctrica entre pozos es una herramienta sencilla que puede utilizarse para la monitorización de dichos procesos. Para efectuar una correcta interpretación de las medidas obtenidas con dicha técnica es preciso conocer su sensibilidad a la presencia de cuerpos en la proximidad de los pozos, ya sea dentro o fuera de la sección entre ellos. En este trabajo se ha estudiado esta situación mediante un experimento de modelización con la configuración bipolo-bipolo (Zhou and Greenhalgh, 2000) y considerando diferentes inclinaciones y separaciones entre los bipolos.

Para la monitorización de procesos dinámicos es necesario que el tiempo de medida (y el número de datos) se ajuste a la velocidad del proceso a estudiar. Por tanto, la cantidad de datos a medir se convierte en un aspecto relevante al preparar una campaña de monitorización. A medida que se incrementa el volumen de datos de tomografía eléctrica, la resolución relativa del modelo aumenta (Stummer, 2004; Hagrey, 2011). No obstante, a partir de una cierta cantidad de medidas, la resolución se estabiliza y su mejora no compensa el aumento del tiempo de medida. Además, ciertas configuraciones pueden provocar la aparición de artefactos durante el proceso de inversión, lo que puede llegar a enmascarar el objetivo principal de la monitorización. En este trabajo se considera el estudio de la contribución o efectividad de cada una de las medidas como estrategia para la reducción del número de datos.

Los datos de tomografía eléctrica entre pozos se representan normalmente en función de la posición del emisor (electrodos de corriente) y del receptor (electrodos de potencial). En este estudio, se utiliza una representación de los datos de tomografía eléctrica entre pozos similar a la que se realiza con datos de superficie (pseudosección). Esta representación en forma de pseudosección permite distinguir la influencia de un cuerpo dentro o fuera de la sección entre los pozos, así como identificar cambios en la resistividad aparente durante la monitorización de procesos direccionales. Además, se puede utilizar como control de calidad del proceso de inversión, comparando los datos medidos con la respuesta del modelo.

2. EFECTOS LATERALES EN LA INVERSIÓN DE DATOS

En la figura 1 se muestran los modelos de resistividad y las configuraciones bipolo-bipolo (AM-BN) utilizadas en los experimentos de modelización. Los modelos de resistividad utilizados están formados por un cuerpo conductor (10 ohm.m) que se sitúa dentro (Modelo 1) y fuera (Modelo 2) de la sección entre dos pozos separados 10 m entre sí. La resistividad del medio es 100 ohm.m, y se han utilizado 44 electrodos en cada pozo espaciados 1 m. El cuerpo conductor tiene una sección cuadrada, de lado igual al doble de la distancia entre electrodos. Para la realización de la modelización e inversión se ha utilizado el programa EarthImager 2-D (Advanced Geosciences, Inc., disponible en http://www.agiusa.com/index.shtml).

A continuación se describen las configuraciones bipolo-bipolo utilizadas (medidas AM-BN). Configuración 1: los bipolos AB y MN son siempre horizontales (m=Z_M-Z_N =0) y paralelos entre sí. Se utilizan todas las distancias posibles entre ellos (n=Z_{AB}-Z_{MN}). Configuración 2: los bipolos AB y MN son siempre paralelos entre sí pero no horizontales, el par de electrodos AM está siempre más profundo que el par BN (m es negativa). Se utilizan todas las distancias n. Configuración 3: el bipolo AB es siempre horizontal, mientras el electrodo N se va desplazando hacia abajo (m es positiva). Se utilizan todas las distancias n. Configuración 4: el bipolo AB es siempre horizontal, mientras el electrodo M se va desplazando hacia abajo (m es negativa). Se utilizan todas las distancias n. Se han tenido en cuenta cuatro medidas de superficie, dos a cada lado, para la presentación extendida de los modelos.

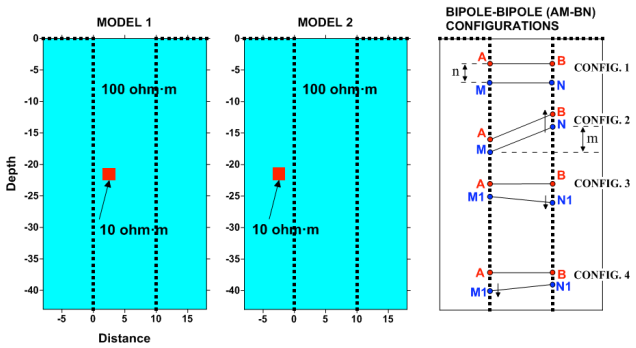


Figura 1 **–Modelo 1, Modelo 2 y configuraciones bipolo-bipolo (AM-BN) utilizados en los experimentos de modelización e inversión (ver texto). La configuración 1 consta de 946 datos, y las configuraciones 2, 3 y 4 de 13244 datos cada una. Distancia entre bipolos: n=Z_{AB}-Z_{MN}, y inclinación de los bipolos: m=Z_M-Z_N (Z hace referencia a la profundidad de los electrodos, que se considera negativa). Los puntos simbolizan los electrodos, los cuadrados rojos los cuerpos conductores, y las letras A, B, M, y N los electrodos de corriente y potencial respectivamente.**

(Models 1, Model 2 and the AM-BN configurations tested in the numerical experiments (see text). Configuration 1: 946 data; configurations 2, 3 and 4: 13244 data each. Distance between bipoles, n=Z_{AB}-Z_{MN}, and bipole inclination, m=Z_M-Z_N (Z denotes the depth of the electrode, and it is considered negative). Dots are electrodes, red squares show the position of the conductive bodies, and the letters A, B, M and N denotes current and potential electrodes respectively.)

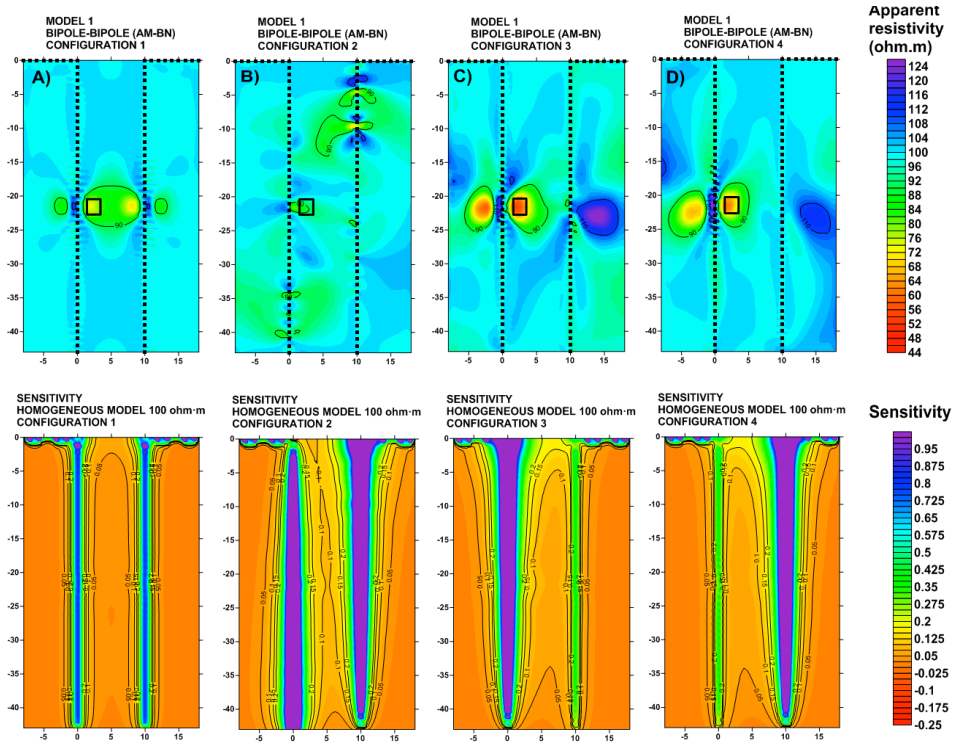


Figura 2 **–Modelos de inversión y secciones de sensibilidad relativa obtenidas para el modelo 1. En la inversión se han utilizado todas las inclinaciones (*m*) y distancias (*n*) entre los bipolos. A) modelo obtenido con la configuración 1, B) modelo obtenido con la configuración 2, C) modelo obtenido con la configuración 3 y D) modelo obtenido con la configuración 4. En los modelos de inversión, los puntos negros corresponden a los electrodos, los cuadrados negros marcan la posición del cuerpo conductor, y las líneas negras marcan variaciones del 10% en la resistividad. Las secciones de sensibilidad se obtienen a partir de un modelo homogéneo de resistividad 100 ohm.m.**

(Inversion models and relative model sensitivity sections obtained using Model 1. All the possible distances AM and inclinations AM-BN have been used in the inversion. A) model obtained using configuration 1, B) model obtained using configuration 2, C) model obtained using configuration 3 and D) model obtained using configuration 4. In the inversion models dots are electrodes, black squares show the position of the conductive body, and the black lines shows variations of 10% in resistivity. Sensitivity sections are obtained from homogeneous 100ohm·m half-space model.)

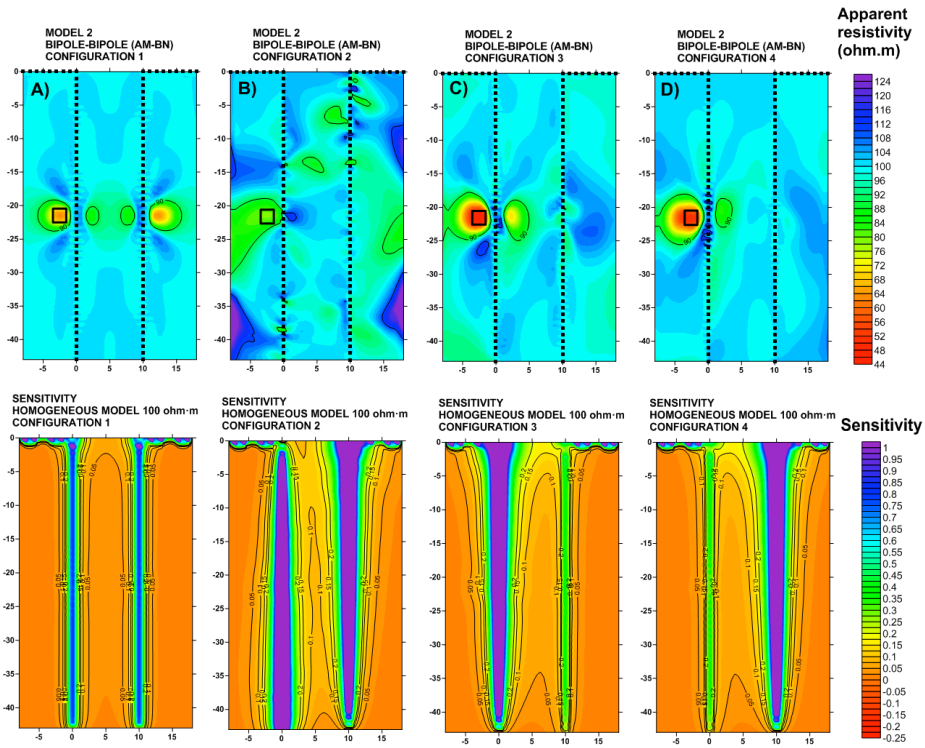


Figura 3 **–Modelos de inversión y secciones de sensibilidad relativa obtenidas para el modelo 2. Para la inversión se han utilizado todas la inclinaciones (*m*) y distancias (n) entre los bipolos. A) modelo obtenido con la configuración 1, B) modelo obtenido con la configuración 2, C) modelo obtenido con la configuración 3 y D) modelo obtenido con la configuración 4. En los modelos de inversión, los puntos negros corresponden a los electrodos, los cuadrados negros marcan la posición del cuerpo conductor, y las líneas negras marcan variaciones del 10% en la resistividad. Las secciones de sensibilidad se obtienen a partir de un modelo homogéneo de resistividad 100 ohm.m.**

(Inversion models and sensitivity sections obtained using a Model 2. All the possible distances AM and inclinations AM-BN are used in the inversion. A) model obtained using configuration 1, B) model obtained using configuration 2, C) model obtained using configuration 3 and D) model obtained using configuration 4. In the inversion models dots are electrodes, black squares show the position of the conductive body, and the black lines shows variations of 10% in resistivity. Sensitivity sections are obtained from homogeneous 100ohm·m half-space model.)

La inversión de los datos de tomografía eléctrica se han realizado utilizando el método de Occam, cuyo resultado es un modelo suavizado que ajusta los datos.

Los resultados de las inversiones para los modelos 1 y 2 y las configuraciones 1, 2, 3 y 4 se presentan en las figuras 2 y 3. Los RMS han sido del orden de 0,1% excepto para la configuración 2, que ha sido mucho mayor (>4%). En los modelos derivados de la inversión de los datos obtenidos con la configuración 1 (figuras 2A y 3A) se observan cuatro anomalías de menor resistividad que el medio circundante a la profundidad esperada para el cuerpo conductor. En cada modelo, la anomalía más marcada se presenta en la zona en la que se espera recuperar el cuerpo, sea dentro o fuera de la sección entre los pozos. No obstante, es difícil identificar el pozo, en las cercanías del cual, se encuentra el cuerpo. Los modelos obtenidos mediante la inversión de los datos producidos con las configuraciones 3 y 4 (figuras 2C-D y 3C-D) presentan una imagen similar pero con dos anomalías, una a cada lado del pozo, en las inmediaciones del cual, se encuentra el cuerpo conductor. En los modelos de inversión de los datos obtenidos con la configuración 2 (figuras 2B and 3B) no es posible la identificación clara del cuerpo conductor.

Los resultados obtenidos muestran que la alta simetría en el patrón de sensibilidad de la configuración 1 se ve reflejada en el resultado de la inversión. Mientras que, con un patrón menos simétrico se obtienen mejores resultados. A partir de estos resultados también se pone de manifiesto la importancia de realizar las inversiones con modelos extendidos más allá de la situación de los pozos. Sobre todo en el caso de cuerpos fuera de la sección entre ellos y durante los estudios de monitorización de procesos direccionales mediante tomografía eléctrica entre pozos.

3. EFECTOS LATERALES EN LOS DATOS

Para observar el efecto de la posición de un cuerpo conductor en las proximidades de un pozo se han construido pseudosecciones similares a las que se utilizan para la representación de datos de superficie. La pseudosección para la configuración bipolo-bipolo depende de factores como la inclinación de cada uno de los bipolos, la distancia entre ellos, etc., por lo que han de representarse mediante pseudosecciones en 3D. En este trabajo solo se muestran pseudosecciones 2D de los datos obtenidos con la configuración 1. En ellas se presentan todas las distancias entre los bipolos. Los valores de los ejes de coordenadas son:

$$x = n = Z_A - Z_M \quad (1)$$

$$z = (Z_A + Z_B + Z_M + Z_N)/4 \quad (2)$$

Donde Z_A y Z_B son las profundidades de los electrodos de corriente; Z_M y Z_N son las profundidades de los electrodos de potencial; x o n sería similar al *nivel* en medidas de superficie, y z corresponde a la profundidad asignada a cada medida.

En la figura 4 se presentan dos pseudosecciones con los datos de la configuración 1 para los modelos 1 y 2. Como puede verse, un cuerpo dentro o fuera de la sección entre los pozos produce variaciones en la resistividad en diferentes regiones de la pseudosección. Ver Bellmunt et al. (2012) para más detalles sobre la descripción de las regiones en pseudosecciones 2D de tomografía eléctrica entre pozos. Comparando las dos pseudosecciones puede observarse que a la profundidad esperada para el cuerpo conductor (-21,5 m), las medidas con distancias entre bipolos (x) mayores que la distancia entre los pozos (región d) están afectadas por la presencia del cuerpo en el interior de la sección, mientras que estas no se ven prácticamente afectadas por la presencia de un cuerpo fuera de ella. También puede notarse el efecto del cuerpo interior en forma de largas colas de menor resistividad.

Esta representación puede ayudar a identificar la posición correcta de cuerpos en las inmediaciones de los pozos, al menos para distribuciones simples de la resistividad.

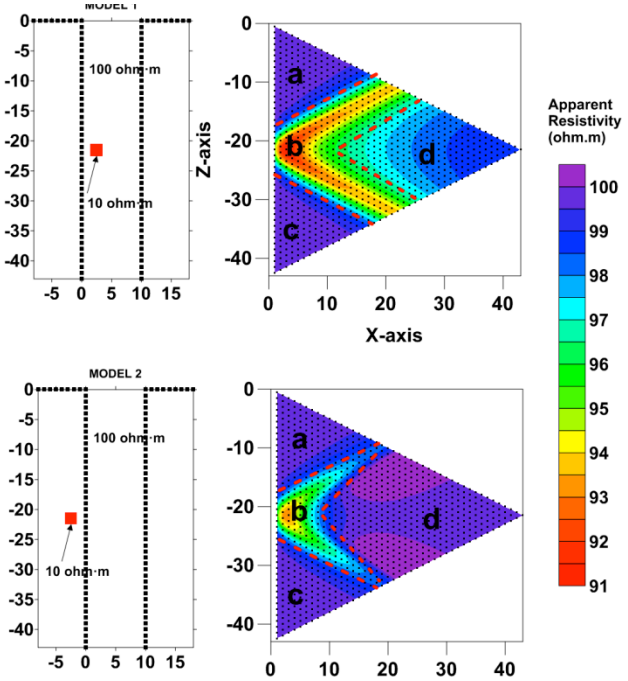


Figura 4* –Pseudosecciones con datos de tomografía eléctrica entre pozos utilizando la configuración 1, donde se puede observar el efecto de un cuerpo conductor sobre ellos. Las letras a, b, c y d, y las líneas discontinuas rojas representan regiones de datos con valores similares.** ***(Cross-hole data using configuration 1 in pseudosection form showing the effect of a conductive body on data. Letters a, b, c, and d and red dashed lines represent regions of data with similar values.)

4. CONTROL Y REDUCCIÓN DEL NÚMERO DE DATOS

Mediante la representación de los datos obtenidos con la configuración 2 en forma de pseudosección, es posible detectar medidas que puedan afectar negativamente al resultado de la inversión. En la figura 5 se muestran pseudosecciones de datos correspondientes a nueve de las inclinaciones del bipolo MN (m=Z_M - Z_N).

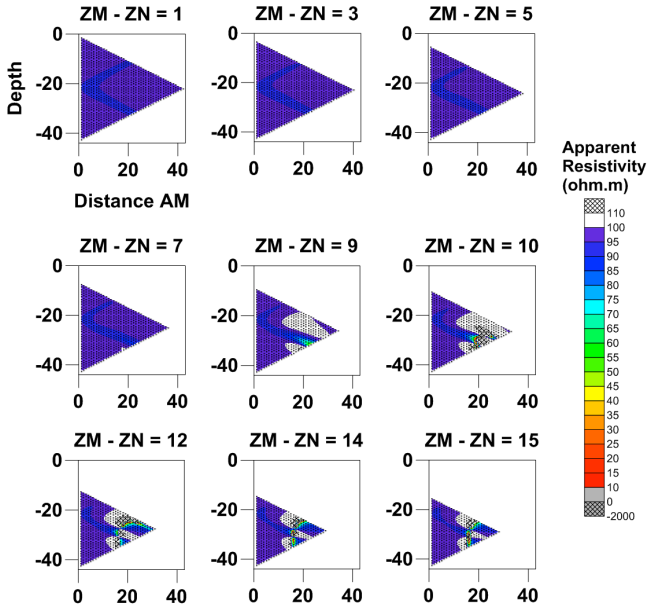


***Figura 5* – Pseudosecciones de datos de tomografía eléctrica entre pozos utilizando la configuración 1 y diferentes inclinaciones (m). Las zonas ralladas grises corresponden a valores negativos de resistividad y las zonas ralladas blancas a zonas con valores excesivamente elevados.** **(Cross-hole data in pseudosection form showing the effect of the inside body on data using configuration 2 and different inclinations (m). Grey striped region correspond to negative apparent resistivity and blank striped regions correspond to overly high resistivity values.)**

En este caso, a partir de una inclinación m=10 (la distancia entre los pozos) y distancias grandes entre bipolos (n), se obtienen valores de resistividad negativos o demasiado elevados. Esto se corresponde con el comportamiento asintótico del factor geométrico para esta configuración (Wilkinson et al., 2008) y diferentes inclinaciones. También se observa que, ya con inclinaciones menores de 10 se obtienen valores de resistividad mayores que el máximo valor de la resistividad en los modelos. Siguiendo este criterio, se ha reducido el número de datos de la configuración 2 hasta inclinaciones m=7. Los resultados de la inversión de estos datos se presentan en la Figura 6.

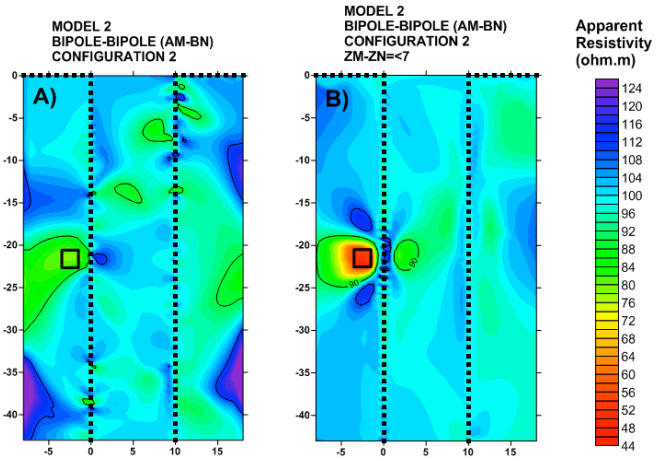


***Figura 6* – Modelos de inversión obtenidos para el modelo 2 utilizando la configuración 2. A) modelo obtenido utilizando la configuración 2 con todas las distancias (n) y inclinaciones (m). B) modelo obtenido utilizando la configuración 2 con todas las distancias (n) pero limitando las inclinaciones a m=7. Los puntos negros son electrodos, los cuadrados negros corresponden a la posición del cuerpo conductor y las líneas negras marcan variaciones del 10% en la resistividad.**
(*Inversion models obtained from model 2 and using configuration 2. A) model obtained using configuration 2 with all the possible distances (n) and inclinations (m). B) model obtained using configuration 2 limited to 7 inclinations. Dots are electrodes, black square shows the position of the conductive body and the black lines shows variations of 10% in resistivity.)*

De los resultados se puede concluir que la reducción de datos a partir de la visualización en forma de pseudosección facilita la obtención de buenos resultados durante la inversión de datos de tomografía eléctrica entre pozos. En este caso, similares a los resultados obtenidos para las configuraciones 3 y 4.

5. CONCLUSIONES

A partir de los resultados obtenidos en los experimentos de modelización e inversión de datos de tomografía eléctrica en pozos se puede concluir que la utilización de varias configuraciones con distintos patrones de sensibilidad puede resultar de gran utilidad en la identificación de la posición de las anomalías. También se advierte la necesidad de realizar inversiones en las que se extiendan los modelos más allá de la posición de los pozos. Sobre todo durante la inversión de conjuntos de datos derivados de la monitorización de procesos direccionales.

La modelización y representación de las configuraciones a utilizar durante la caracterización o monitorización del subsuelo se convierte en una herramienta sencilla para la reducción del número de medidas a realizar y para entender el comportamiento o efectividad de cada una de ellas.

6. REFERENCIAS

Bellmunt, F., Marcuello, A,. Ledo, J., Queralt, P., Falgàs, E, Benjumea, B., Velasco, V. and Vázquez-Suñé, E. "Time-lapse cross-hole electrical tomography monitoring effects of an urban tunnel". Journal of Applied Geophysics, **87**, 60-70.

Hagrey, S.A. (2011): "2D optimized electrode arrays for borehole resistivity tomography and CO2 sequestration modelling". *Pure and Applied Geophysics*, **169**, 7, 1283-1292.

Stummer, P., Maurer, H. and Green, A. (2004): "Experimental design. Electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information". *Geophysics*, **69** (1): 120-139.

Wilkinson, P.B., Chambers, J.E., Lelliott, M., Wealthall G.P. and Ogilvy, R.D. (2008): "Extreme sensitivity of cross-hole electrical resistivity tomography measurements to geometric errors". *Geophysical Journal International*, **173**, 49-62.

Zhou B. and Greenhalgh S.A. (2000): "Cross-hole resistivity tomography using different electrode configurations". *Geophysical Prospecting* **48**, 887-912.

Estimativa de perfis de velocidade, no concelho de Cascais, com recurso a ensaios de refração sísmica

Estimation of velocity profiles in Cascais Municipality using seismic refraction profiles

J. Carvalho [(1)], L. Almeida [(2)], P. Teves-Costa [(1,3)], I. M. Almeida [(2)]

[(1)] IDL - Instituto Dom Luiz, Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C8, 1749-016 Lisboa, j.filipa.carvalho@gmail.com
[(2)] Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C6, 1749-016 Lisboa, lotich@gmail.com
[(3)] FCUL – DEGGE, Universidade de Lisboa, Campo Grande, Edifício C8, 1749-016 Lisboa, ptcosta@fc.ul.pt

SUMMARY

The Municipality of Cascais is delimited to the north by Sintra council, to the East by Oeiras council and to the South and West by the Atlantic Ocean. Located about 30 minutes from Lisbon, with a rising population density over the years, it had also suffered several damages due to the 1755 earthquake and tsunami. It is definitely a town that deserves our attention concerning seismic risk exposure. We present here a study of soil characterization based on the analysis of seismic refraction measurements using Refraction Microtremor (ReMi) and Classic Refraction methods to estimate shear wave velocity profiles. The records were performed at several sites inside the Municipality of Cascais, trying to reach all the districts and taking into account the different surface geological formations.

1. INTRODUÇÃO

Estre trabalho foi desenvolvido ao abrigo de um protocolo realizado entre a Câmara Municipal de Cascais (CMC) e a Universidade de Lisboa (UL / IDL) com o objetivo de estimar o comportamento sísmico das formações geológicas superficiais do Concelho de Cascais.

O comportamento sísmico do solo, ou das formações superficiais, é um fator muito importante pois pode condicionar a distribuição de danos no caso de ocorrência sísmica. Atualmente o estudo destes efeitos de sítio são realizados, preferencialmente, através de métodos geofísicos realizados à superfície e utilizando técnicas não-intrusivas. A estimativa de perfis de velocidade das ondas S e de V_{S30} são o objetivo destes estudos, pois estes parâmetros são indicadores importantes sobre a rigidez dos materiais superficiais.

Neste trabalho utilizaram-se duas técnicas na análise dos dados obtidos em perfis de refração sísmica: ReMi ("*Refraction Microtremor*", Louie, 2001) e a análise "clássica" de refração sísmica. Ambas as técnicas surgem como sendo promissoras uma vez que não requerem a existência de uma fonte sísmica intrusiva. A aquisição dos registos é relativamente barata, facilmente aplicada em zonas urbanas, gerando com rapidez um grande volume de dados de forma não agressiva (Giner-Caturla et al., 2012).

Os dados obtidos através da refração sísmica clássica têm, neste trabalho, o objetivo de complementar a informação fornecida através da análise dos dados obtidos com a técnica ReMi, que foi o principal método de aquisição de dados experimentais.

2. DESCRIÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO

O Concelho de Cascais situa-se junto à costa atlântica, a cerca de 24 km de Lisboa. A proximidade à capital portuguesa, bem como o seu desenvolvimento socio-económico, tem favorecido o aumento da densidade populacional que tem crescido, de forma considerável, nos últimos anos.

Fazem parte deste Concelho 6 freguesias – Alcabideche, Carcavelos, Parede, Cascais, Estoril e São Domingos de Rana. Com o objetivo de se amostrar as diferentes formações geológicas aflorantes, delinearam-se diversos perfis sísmicos em algumas das freguesias (Tabela1).

Do ponto de vista geológico o Concelho de Cascais é caracterizado maioritária e genericamente pela ocorrência de formações cretácicas calcárias de fácies mais ou menos cristalinas, margosas e arenosas (Ramalho et al., 1999; 2001).

Tabela 1* – Locais, formações geológicas e freguesias para cada perfil sísmico medido. *(Locations, geological formations and districts for each seismic profile measured.)

Nº do Perfil	Local	Formação Geológica Superficial	Freguesia
1	Carcavelos	Areolas da Estefânia	Carcavelos
2	Oitavos	Cabo Raso e Guincho	Cascais
3	Areia	Depósito de Terraços Marinhos	Cascais
4	Alcabideche	Rodizio	Alcabideche
5	Alcoitão	Cresmina	Alcabideche
6	Caparide	Benfica	Estoril
7	Alapraia	Aluviões	Estoril
8	Pai do Vento	Regatão	Alcabideche

O conjunto de amostras selecionado para este estudo incidiu sobre diferentes formações, onde foi possível estimar espessuras de faixas de solo descomprimido, através da correlação de dados entre sondagens geotécnicas fornecidas por diversas entidades e a análise cartográfica e geomorfológica dos locais incluindo observações de campo (Tabela 2).

De um modo geral as espessuras estimadas representam maioritariamente materiais descomprimidos e os locais amostrados compreendem as formações tendencialmente mais brandas e com características geomecânicas com maior suscetibilidade à ocorrência de efeitos de sítio. Na maioria dos casos, detetou-se a presença de níveis de aterros superficiais. Porém não foi possível estimar, através da análise de sondagens, a espessura de solo superficial nos locais correspondentes aos perfis 2 e 5, por inexistência das mesmas. No entanto os dados de refração sísmica auxiliaram no esclarecimento e compreensão dos resultados.

Do ponto de vista litostratigráfico as formações são caracterizadas sucintamente da seguinte forma (Ramalho et al., 1999; 2001):

Formação holocénica

Aluviões: depósitos heterogéneos associados a cursos de água maioritariamente tributários da margem norte do rio Tejo e no litoral entre Carcavelos, Estoril, Cascais e praia do Guincho.

Formação plistocénica

Depósitos de terraços marinhos: correspondem a vestígios de antigas praias que incluem por vezes níveis silte-argilosos e níveis mais grosseiros resultantes de dejecções torrenciais, assim como cascalheiras. Estendem-se por uma vasta área a oeste de Cascais.

Formação miocénica

Areolas de Estefânia: materiais variáveis, desde margas com concreções calcárias, calcários margosos e gresosos e saibros.

Formação paleogénica

Formação de Benfica: depósitos constituídos por cascalheiras argilosas com concreções calcárias esbranquiçadas ou amareladas

Formações cretácicas

Formação de Rodízio: constituída por litótipos gresosos, argilosos e siltosos, ocorrendo alternâncias detríticas conglomeráticas;

Formação de Cresmina: constituída maioritariamente por margas, calcários e grés intercalados com siltes e argilas;

Formação de Regatão: apresenta sequências de argilas com intercalações de siltes e grés finos, dolomitos e por vezes calcários compactos e vacuolares;

Formações de Cabo Raso e de Guincho indiferenciadas: constituídas por margas e calcários recifais, dolomíticos, compactos e sacaróides.

Tabela 2* – Locais, formações geológicas e suas espessuras máximas estimadas cada perfil sísmico medido.** ***(Locations, geological formations and its maximum estimated depths for each seismic profile measured.)

Nº do Perfil	Local	Formação Geológica	Espessura máxima estimada (m)
1	Carcavelos	Areolas de Estefânia	10,5
2	Oitavos	Cabo Raso e Guincho	Indeterminada
3	Areia	Depósitos de Terraços Marinhos	6,5
4	Alcabideche	Rodizio	6
5	Alcoitão	Cresmina	Indeterminada
6	Caparide	Benfica	10
7	Alapraia	Aluviões	6
8	Pai do Vento	Regatão	12

3. METODOLOGIA APLICADA

Foram aplicados ao Concelho de Cascais dois métodos geofísicos de refração sísmica. A técnica de refração de microtremores (ReMi) tem vindo a ser muito utilizada para determinar perfis de velocidade das ondas S em grande parte graças à possibilidade de trabalhar com o ruido provocado por atividades antrópicas.

A componente vertical do ruido registada pelos sismógrafos, é dominada pelas ondas de Rayleigh que têm de ser separadas das outras ondas que vão chegando através da transformada p-f (*slowness* vs. frequência). No diagrama resultante deste processo, a curva de dispersão sobre a qual se baseia este método, é "picada" manualmente ao longo da banda de cores correspondente às velocidades mais baixas (Figura 1) de modo a evitar velocidades aparentes (Pérez-Santisteban et al., 2012). A inversão da curva de dispersão permite a obtenção de um modelo 1D de velocidades.

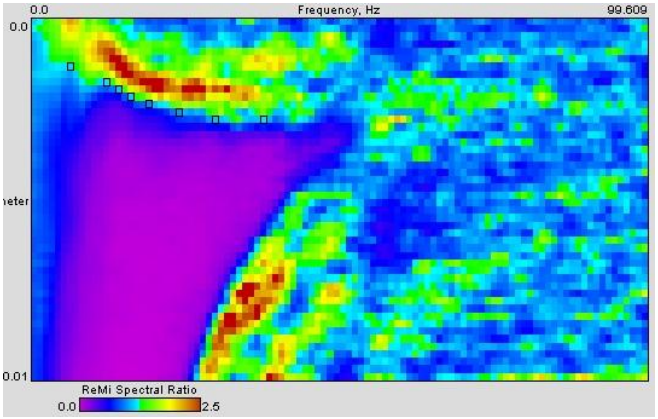


Figura 1: Exemplo de um diagrama de velocidades e respetiva curva de dispersão (local: Carcavelos).
(Example of a velocities diagram and correspondent picked dispersion curve (site: Carcavelos)).

A refração sísmica clássica por sua vez necessita de uma fonte sísmica artificial. Para este estudo realizaram-se pancadas com uma marreta, diretamente sobre o solo, provocando ondas que se propagam à superfície e no interior das camadas superficiais.

4. AQUISIÇÃO DOS DADOS

Ambas as técnicas usam um perfil linear, com sensores verticais, neste caso 24 geofones ligados a um sistema de aquisição digital Seistronix RAS24. A informação é transmitida para um computador portátil o que permite ao operador verificar a qualidade do sinal no local, repetindo os registos tantas vezes quantas achar necessário. Para o ReMi utilizaram-se geofones de 4,5 Hz e para a refração clássica geofones de 10 Hz. O espaçamento entre os geofones foi variável em função do espaço disponível, variando entre 1,5 e 3 metros (Figura 2). Esta pode ser uma das dificuldades da aplicação destes métodos em zonas urbanizadas. Por esta razão nem todos os dados recolhidos com a técnica ReMi são registados com ruido ambiente: em algumas situações os locais selecionados para amostrar as formações geológicas a analisar encontravam-se longe das fontes de ruido antrópico sendo necessário o uso do martelo como fonte artificial de ruido sísmico.

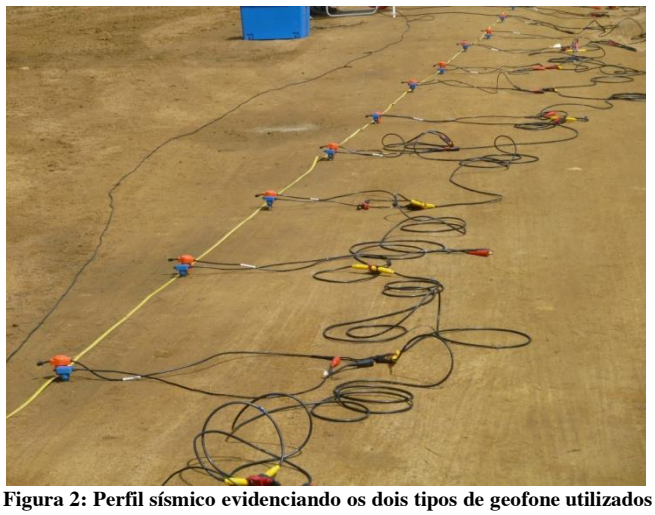


Figura 2: Perfil sísmico evidenciando os dois tipos de geofone utilizados para registar os dados sísmicos.
(Seismic profile showing the two types of geophones used to record seismic data.)

Na Figura 3 apresentam-se os 8 locais onde foram realizados os perfis sísmicos. A Tabela 1 complementa a informação com os nomes dos locais, formações geológicas e freguesias abrangidas.

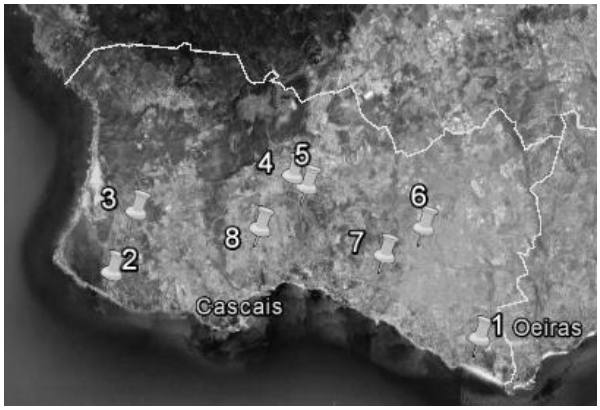


Figura 3: Locais onde foram realizados os perfis sísmicos. Fonte: Google Earth.
(Places where seismic profiles were performed. Source: Google Earth.)

5. PROCESSAMENTO

Os dados registados com os geofones de 10 Hz foram processados com o *software* ReflexW e, os registos obtidos com os geofones de 4,5 Hz foram analisados com o *software* SeisOpt ReMi V.4.0. O processamento dos dados com este *software* pode dividir-se em dois passos: primeiro através da análise dos registos sísmicos obtém-se a curva de dispersão utilizando o módulo ReMi Vspect (ver Figura 1); depois utilizando o módulo ReMi Disper realiza-se a inversão da curva de dispersão e consequente construção do modelo de velocidades. Neste segundo passo a curva de dispersão calculada através do modelo de velocidades é comparada com a curva de dispersão experimental (curva "picada") possibilitando inferir sobre a fiabilidade dos resultados (Figura 4).

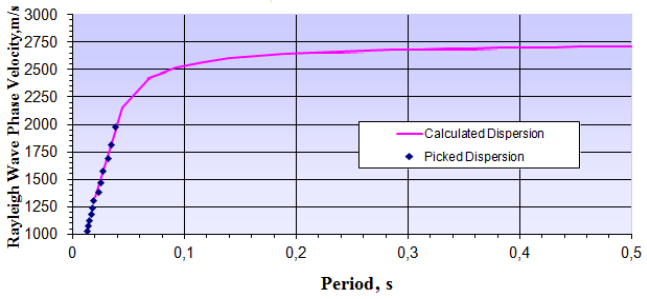


Figura 4: Ajuste entre a curva de dispersão picada (representada por pontos) e a curva de dispersão calculada (representada pela linha).
(Adjustment of picked (points) and calculated (line) dispersion curves.)

6. INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

Foi já referido que a análise dos registos de ruido sísmico ambiente ou de microtremores permite estimar, para cada um dos locais estudados, perfis de velocidades 1D. Para cada registo analisado obtém-se um modelo de velocidade. Tendo em conta que se realizaram vários registos em cada local, determinaram-se vários perfis de velocidade que se agruparam posteriormente para cada sítio e, consequentemente, para cada formação geológica. Os modelos de velocidades finais permitem estimar não só as velocidades das formações geológicas superficiais mas também as espessuras das mesmas (Figura 5).

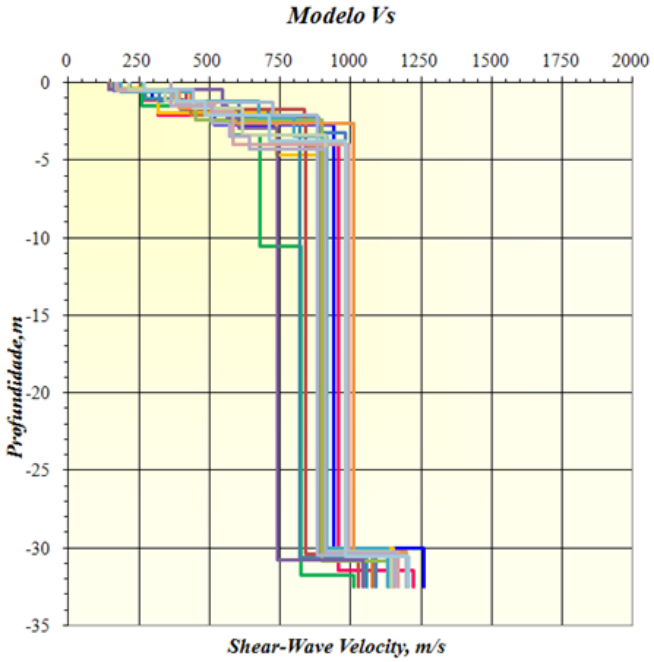


Figura 5: Modelos de velocidades obtido para Oitavos, freguesia de Cascais.
(Velocities model in Oitavos, district of Cascais)

Nesta podemos observar um modelo de 5 camadas que alcança uma profundidade de 33 metros. As camadas iniciais, até cerca de 3 metros, deverão corresponder a aterros visto que o terreno estava remexido e evidenciava obras públicas recentes. A formação geológica do Cabo Raso e Guincho, caracterizada por calcários e margas mais ou menos fraturados, surge sob os aterros, facto comprovado pelo aumento considerável de velocidade. Estas formações são caracterizadas por velocidades mais elevadas, comparativamente com a maioria das outras também analisadas, sendo que os valores de Vs_{30} variam entre os 830 e os 880 m/s.
Todos os registos foram analisados de igual forma baseando-se sempre na informação disponibilizada por estudos geotécnicos e geológicos prévios. A Tabela 3 mostra os valores médios de Vs30 para cada uma das formações geológicas.

Tabela 3* – Valores médios de Vs30 para cada uma das formações geológicas estudadas.** ***(Mean values of Vs30 for each studied geological formations.)

Local	Valores médios de Vs30 (m/s)
Carcavelos	659
Oitavos	854
Areia	790
Alcabideche	739
Alcoitão	1118
Caparide	736
Alapraia	1052
Pai do Vento	705

7. CONCLUSOES

O trabalho realizado e uma cuidada análise dos resultados obtidos permitiram estimar modelos de velocidade 1D para as principais formações geológicas superficiais do Concelho de Cascais, que são fundamentais para a caracterização do comportamento sísmico destas formações.
A utilização simultânea de dois métodos de refração sísmica diferentes, mostrou a sua complementaridade contribuindo deste modo para melhorar a caracterização e posterior classificação dos solos e/ou formações superficiais.
Este estudo poderá futuramente ser utilizado como ferramenta de suporte no planeamento de desenvolvimento urbano do Concelho de Cascais.

AGRADECIMENTOS

Este estudo foi subsidiado pela Câmara Municipal de Cascais (CMC) e integrado no projeto FCT-PEST-OE/CTE/LA0019/2013-2014 do Instituto Dom Luiz.

REFERÊNCIAS

Giner-Caturla, J.J., P.J. Jauregui-Eslava, J. Delgado-Marchal, J. Rosa-Herranz, J.L. Soler-Llorens (2012): Zonación sísmica del casco urbano de Lorca, elaborada com valores de los parâmetros Vs30 y C obtenidos por medio de microtremores de refracción. *7ª Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica*, San Sebastian (Espanha), 771-777.

Louie, J.N. (2001): Faster, Better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91 (2), 347-364.

Pérez-Santisteban, I., J. García-Mayordomo, A.M. Martín, A. Carbó (2011): Comparison among SASW, ReMi and PS-logging techniques: Application to a railway embankment. *Journal of Applied Geophysics*, 73, 59-64.

Ramalho, M.M., M.L. Ribeiro, A. Serralheiro, F.M. Almeida (1999): Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:50 000, Folha 34-C (Cascais) - 4ª Edição, LNEG.

Ramalho, M.M., J. Rey, G. Zbyszewski, C.A.M. Alves, T. Palácios, F.M. Almeida, C. Costa, M. Kulberg (2001): Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:50 000, Folha 34-C (Cascais) - 4ª Edição, LNEG, 104p.

O sistema de rift Africano: Algumas considerações
The East African Rift Valley: Some considerations

Maria Rosa Duque[(1)]
[(1)]Departamento de Física da Universidade de Évora, Rua Romão Ramalho 59, Évora, Portugal, mrad@uevora.pt

SUMMARY

When we look to the world map of heat flow, we see in Africa regions with low heat flow values (around 40 mW m^{-2}) separated by regions where the heat flow values are higher (60 to 80 mW m^{-2}).When we look to the geological map we can see, in the eastern zone of the map, one of the most extensive rifts on the Earth's surface, extending from Jordan in south western Asia to Mozambique in south eastern Africa. The system is 6,400 Km long and averages 48 to 64 km wide, and consists of two branches. The main branch, the Eastern Rift Valley extends along the entire length of the system, from Jordan River and Dead Sea to Kenya and continues Southward through Mozambique Plain to the coast of the Indian Ocean near Beira. The western branch of the system extends northwards from the northern end of lake Nyasa in a great arc that includes several lakes. Most of these lakes are deep with their floors below sea level. The rift has an age of 30 million years.
This work represents an attempt to study this region using thermal data including heat flow data, thermal springs location and water temperature, seismicity data and temperature data collected at the bottom of the holes during drilling works.

1. INTRODUÇÃO

O continente africano é um dos lugares do nosso planeta com relativamente poucos dados de fluxo de calor. Se utilizarmos a base de dados da International Heat Flow Comission (atualização de 2011) teremos 502 dados de fluxo em África. Contudo, Vieira e Hamza (2010 e 2012) utilizaram nos seus trabalhos 859 dados de fluxo de calor para Africa. A região a que se refere este trabalho é uma das regiões de África onde existem alguns dados de fluxo. A utilização de energia geotérmica para uso direto ou para geração de eletricidade tem vindo a aumentar nos últimos anos, estando previsto que no ano de 2020 o mundo utilize 19000 MW de energia geotérmica (Bertani, 2013). No trabalho apresentado por este autor, só aparecem dois países africanos com exploração de energia geotérmica (a Etiópia com 7 MW e o Quénia com 204 MW). Na utilização direta de energia geotérmica, Lund et al (2010)mencionam como utilizadores a Argélia, o Egipto, a Etiópia, o Quénia, Marrocos, África do Sul e Tunísia, totalizando 684,7 GWh/ano para todo o continente africano. No mesmo trabalho, é referido haver conhecimento de utilização de águas quentes, de origem geotérmica, para banhos e natação, na Zâmbia e em Moçambique, não havendo informação disponível sobre essa utilização.

O trabalho que apresentamos diz respeito à zona Este do continente Africano, mais propriamente à zona onde se localiza o Sistema de Rifts da África de Leste, uma região que é anómala em relação ao continente africano. O Sistema de Rifts referido representa a fronteira entre placas tectónicas diferentes, sendo o terceiro braço da junção tripla Afar- Mar Vermelho-Golfo de Aden. Devido ao facto de a maioria destas fronteiras se localizar debaixo dos oceanos, o estudo deste sistema revela-se da maior importância.

2.ALGUNS DADOS GEOLÓGICOS

Ao olharmos para uma fotografia de satélite (ver figura 1), ou para um Mapa Geológico de África, podemos ver na parte Este, um dos mais extensos vales de rift existentes à superfície da Terra, estendendo-se desde a Jordânia, no Sudoeste da Ásia, até Moçambique, no Sudeste de África. O sistema referido tem um comprimento de 6400 km e, em média, a sua largura varia entre 48 e 64 km, sendo constituído por dois braços. O braço principal, o braço de rift de Este, estende-se desde o rio Jordão e Mar Morto até ao Quénia, e continua, na parte Sul, através de Moçambique, indo até ao Oceano Índico, perto da cidade da Beira, tendo uma extensão superior a 4000 km. Este sistema de rifts marca a fronteira entre a placa da Somália e a placa Núbia estando ligado



Figura 1. Fotografia mostrando o sistema de rifts do Este de África *(Photo showing the East African Rift System)*

ao sistema de rifts Afar- Mar Vermelho-Golfo de Aden.

O braço de Oeste passa através do Uganda e Ruanda enquanto a parte Sudoeste é constituída pelos rifts de Luangwa e Kariba na Zâmbia e entra no Botsuana. A atividade vulcânica e tectónica começou à 30 milhões de anos. O braço de Este, onde se incluem os rifts da Etiópia e do Quénia é mais antigo, verificando-se nele uma atividade vulcânica mais intensa que no braço de Oeste. No braço de Este ocorrem numerosos vulcões (Omenda,2010) datados do Quaternário, sobrepondo-se a materiais vulcânicos datados do Miocénico e do Pliocénico. Os materiais constituintes dos vulcões indicam a presença de corpos quentes pouco profundos (câmaras de magma). No braço de Oeste existe escassez de vulcanismo, sendo as principais áreas vulcânicas localizadas na parte Sudoeste do braço.

3.ALGUNS DADOS GEOFÍSICOS

Os dados geotérmicos que se obtêm com mais facilidade estão relacionados com a existência de nascentes termais, fumarolas, e outras atividades vulcânicas observadas à superfície. No entanto, este conhecimento só por si, não é suficiente para nos dizer se na região é possível fazer aproveitamentos geotérmicos.

3.1 DADOS DE FLUXO DE CALOR

O fluxo de calor de origem geotérmica é, sem dúvida, um parâmetro de grande importância no estudo geofísico de uma dada região. Ele é fundamental para se perceber a génese das zonas continentais de rift. Na figura 2 mostra-se a localização dos dados de fluxo utilizados por Vieira e Hamza (2010) para obter a distribuição de fluxo a nível mundial.



Figura 2. Mapa com a localização dos dados de fluxo de calor utilizados por Vieira e Hamza (2010).
(Heat flow data location used by Vieira and Hamza,2010)

No mapa de África é bem visível a localização de dados de fluxo de calor nas regiões onde se localiza o sistema de rifts da África de Este. Apesar de o trabalho não o referir existem em Moçambique alguns (poucos) dados de fluxo de calor. Morgan e Wheildon (1981) apresentam valores obtidos no Rift do Quénia sendo o valor médio 98±48 mWm^{-2}. Von Herzen e Vacquier (1967) apresentam dados obtidos no braço Oeste do Sistema, no Lago Malawi (22±13mWm^{-2} na zona Norte, 96±25 mWm^{-2} na zona central, e 31±3 mWm^{-2}na parte Sul).Degens et al (1971) apresentam valores obtidos no Lago Tanganika (valor médio de 38±13 mWm^{-2} exceto numa região onde o valor encontrado foi de 150 mWm^{-2}). Martinelli et al,(1995) apresentam dados obtidos nas margens do Lago Niassa, com valores de fluxo entre 22 e 172 mW m^{-2}. No mesmo trabalho são apresentados valores de fluxo para o Rift do Malawi (75±52 mWm^{-2}), Rift Kivu (73±70 mWm^{-2}), Rift Tanganica (50±35mWm^{-2}) , que são rifts modernos, enquanto nos rifts mesozoicos o valor obtido para o Rift do Zambeze foi 77mWm^{-2} e para o rift de Luangua 75 mWm^{-2}. Podemos dizer que, dum modo geral, os valores de fluxo de calor obtidos nos diferentes rifts do Este de África têm valores acima de 70 mwm^{-2}. Excetuam-se os valores obtidos nas margens dos lagos do braço Oeste do sistema, onde o fluxo de calor é bastante baixo.

3.2 SISMICIDADE

O mapa da figura 3 mostra-nos a sismicidade no Este de África entre 1963 e 1989. Podemos ver que a localização dos sismos mostra muito bem a localização do braço Este do sistema de rift e aparece dispersa no braço Oeste.

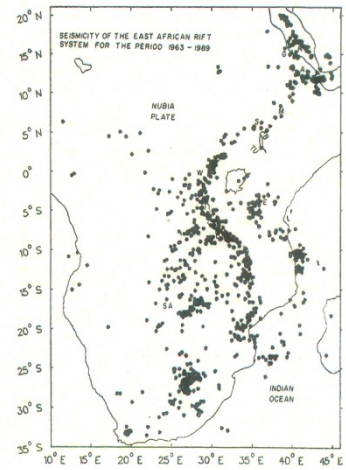


Figura 3. Mapa com a localização de sismos numa parte de África (Seismic location in part of Africa)

A sismicidade dos rifts da parte Este de África foi estudada por Fairhead e Stuart (2013), especialmente na parte Norte e centro do sistema. As regiões em regime extensivo estão, normalmente, associadas à existência de sismos frequentes e de baixa magnitude. A extensão no rift em estudo aparece associada a intrusões de magma e falhas normais ativas, havendo sismos frequentes, de baixa magnitude. O braço Este do sistema pode ser dividido na parte Norte e na parte Sul, sendo a divisão feita pela linha E-W de centros vulcânicos do Norte da Tanzânia (3ºS) e que termina no vale de rift do Quénia. Este vale de rift sofreu fracturação extensiva, mostrando vulcanismo recente, atividade geotérmica e anomalia gravítica positiva coincidente com o seu eixo. Os dados sísmicos sugerem que no braço direito do sistema os sismos estão localizados numa região bem definida e têm hipocentros pouco profundos (profundidade média de 20 km), aumentando a profundidade de Norte para Sul (os sismos menos profundos localizam-se na região de Afar, e os mais profundos localizam-se na parte Sul do sistema de rifts). Neste braço a sismicidade parece estar mais concentrada em áreas bem definidas, onde se podem individualizar enxames de sismos. Se examinarmos a figura 3, podemos ver que o braço de Oeste é mais ativo do ponto de vista sísmico. Podemos ver também que a Sul do Equador, a sismicidade é mais elevada que no Norte. Devemos, no entanto, chamar a atenção para o facto de esta conclusão poder estar associada à existência de mais e melhores meios de deteção na zona Sul. A figura 4 mostra os sismos detetados em África, desde 1900 até aos nossos dias, com magnitudes iguais ou superiores a 5.5. Podemos ver que a profundidade destes sismos se situa entre 0 e 69 km.

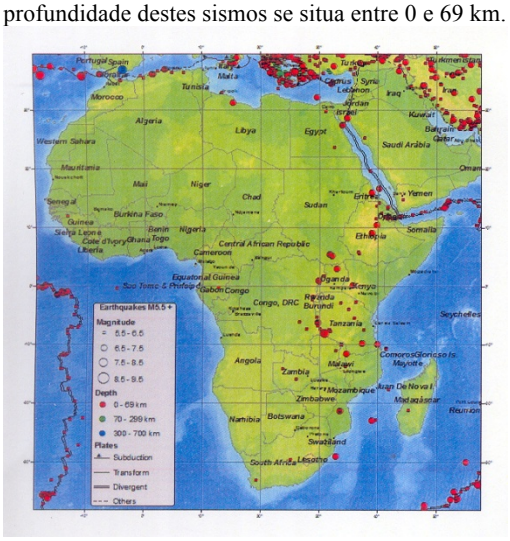


Figura 4.Sismos de magnitude igual ou superior a 5.5,detetados em África, desde 1900.
(Earthquake location in Africa since 1900. Magnitudefrom 5.5 to8.5)

Pule e Saunders (2009) apresentam um trabalho onde estudam os sismos localizados em Moçambique entre 1891-2008, tendo detetado a existência de 93 enxames de sismos, num total de 272 eventos. Depois de retirados estes sismos ficaram com um catálogo de 1960 eventos. Fazendo a análise da magnitude de todos os eventos estudados, estes autores concluíram que o número mais elevado de sismos corresponde a magnitude 4.5, no entanto nesta região também foi registado um sismo de magnitude 7.4 (Fevereiro de 2006).

3.2.1. MECANISMOS FOCAIS

Na região dos lagos George, Ruwenzori , e Alberto, foram feitas campanhas para detetar microssismos. Estes estudos revelaram um nível elevado de sismicidade com profundidades de foco que vão até 25km, excepto em Rwenzori, onde a profundidade se estende até 40km. O smecanismos focais foram apresentados por Maasha (1975b) para 9 localidades (ver figura 5). Os mecanismos focais indicam falhas normais com um movimento para cima em Rwenzori comparado com a sua vizinhança. A figura 6 mostra-nos a localização e mecanismos focais de sismos registados na zona centro do sistema de rifts, mostrando os dois braços. Os mecanismos são todos de falha normal e transcorrentes.

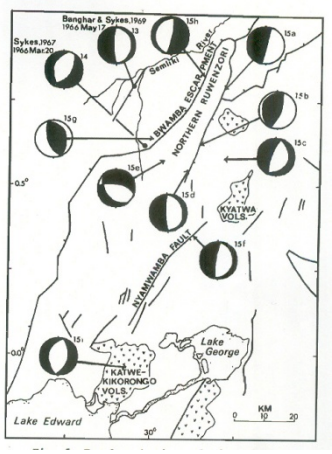


Figura 5. Mecanismos focais obtidos na zona dos lagos no braço Oeste do Vale de rift
(Focal mechanism solutionsobtained in the WesternRift)

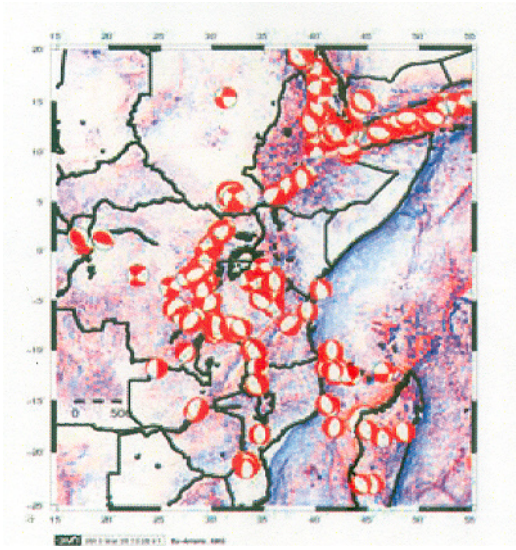


Figura 6. Mecanismos focais obtidos na parte central do sistema de rifts, mostrando os dois braços do sistema.
(Focal mechanism solutionsfor the central part of theEast African Rift System)

4. OUTROS DADOS

Os dados geofísicos sugerem a existência de diapiros de material com densidade relativamente mais baixa que o material envolvente localizada por baixo de algumas partes do sistema de rifts. Uma combinação de dados obtidos por prospeção sísmica, combinados com dados de gravimetria, sugere a existência de, por baixo do rift do Quénia, um corpo com densidade relativamente baixa (3,15 g cm^{-3} em vez de 3,36 g cm^{-3}, que é a densidade da litosfera arrefecida) e a velocidade das ondas P é 7,5 km s^{-1}, a profundidades localizadas entre 20 e 60 km.

4.1GRAVIMETRIA

As anomalias gravíticas mais acentuadas são obtidas no Mar Vermelho, onde se verifica separação da crusta com maior velocidade, havendo subida de material mais denso. Na Etiópia existe também uma anomalia gravítica positiva, mas no Quénia existe uma anomalia positiva estreita, dentro de uma anomalia negativa (-50 mgal) mais extensa. A Sul do Quénia existe apenas uma anomalia negativa que decresce em amplitude quando nos deslocamos para Sul, e que eventualmente, desaparece no Norte da Tanzânia. Em Moçambique os dados de gravimetria foram obtidos apenas na parte Sul e centro do país, mostrando (ver figura 7) uma

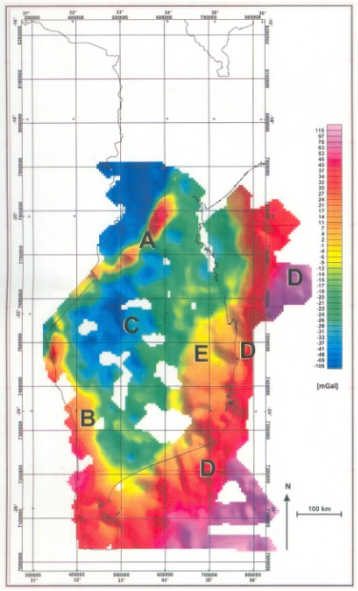


Figura 7. Mapa gravítico do Centro e Sul de Moçambique (Ruotoistenmaki,2008)
(Gravity map from central and Southern parts of Mozambique)

anomalia negativa acentuada, no interior do país e uma anomalia positiva pouco acentuada junto da costa, que indica a existência de rochas de densidade elevada, por baixo das rochas sedimentares , menos densas.Nas regiões offshore aparecem anomalias da gravidade devido a rochas máficas, do fundo do mar, e a manto superior pouco profundo. Podemos, ainda,ver que as rochas máficas das regiões A e B (Grupo de Karoo) correspondem a anomalias positivas. Nestas regiões existem nascentes termais com temperaturas elevadas.

4.2 DADOS DE MAGNETISMO

As campanhas magnéticas são o método mais eficaz na obtenção da história do fundo dos oceanos. É por meio das anomalias magnéticas que se consegue determinar as velocidades das diferentes placas tectónicas. No caso que estamos a estudar, o método não é tão eficaz, no entanto, ele pode servir para ver a extensão das rochas vulcânicas, localizadas por baixo de uma camada sedimentar. Na prospeção geotérmica ela é útil na descoberta de áreas alteradas devido a destruição de magnetite. Como exemplo, mostramos (ver figura 8) os dados obtidos no interior de Moçambique (parte Oeste).

Olhando para a figura 8 verificamos que as rochas máficas de Karoo estão representadas por uma região linear longa com anomalia positiva (em A). Na região B temos também uma anomalia linear bem definida, mas o campo magnético é menos intenso. Estas regiões podem ser zonas de rift antigos, com rochas máficas introduzidas dentro de fraturas extensivas. Os valores menos elevados encontrados em B poderão indicar uma região com temperaturas mais elevadas. Podemos ver também que estas rochas se encontram por baixo da camada sedimentar em C, a Sudeste de A e Nordeste de B. Este mapa mostra claramente que a anomalia A é um bloco individual, que separa blocos sedimentares com anomalias baixas (em C) de regiões fortemente enrugadas, com anomalias magnéticas elevadas, a Noroeste de A. Na região a Sul de A e a Oeste de C podemos assinalar a existência de anomalias semicirculares e circulares que podem ser associadas a fontes intrusivas quentes, existentes por baixo da camada sedimentar .

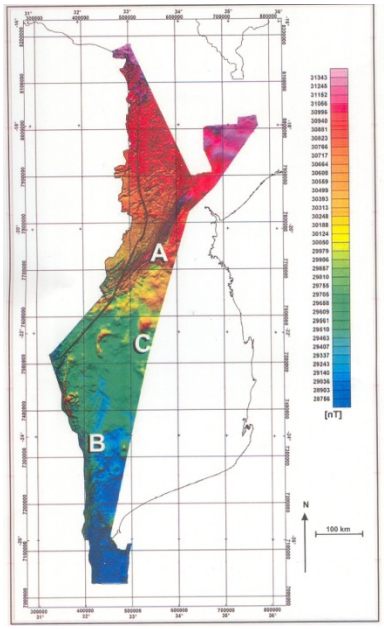


Figura 8. Dados de magnetismo na parte Oeste de Moçambique (Ruotoistenmaki,2008)
(Magnetic data obtained in Mozambique)

4.3 DADOS DE RESISTIVIDADE

As campanhas de resistividade elétrica são as mais utilizadas no estudo de regiões com temperaturas elevadas, especialmente aquelas onde existem fluidos quentes ou mesmo depósitos de vapor, obtendo-se anomalias negativas de resistividade elétrica.

5. COMENTÁRIOS FINAIS

O estudo do sistema de vales de rift do Este de Africa tem interessado várias gerações. Os dados de fluxo de calor são relativamente poucos e antigos, existindo muitas regiões onde não foram obtidos este tipo de dados. As regiões onde se faz exploração de geotermia para produção de energia elétrica são ainda muito poucos. A utilização de fluidos geotérmicos é feita em regiões onde existem nascentes termais ou fenómenos de vulcanismo.

O estudo da sismologia associada ao sistema de vales de rift sofreu uma melhoria nos últimos anos devido a um aumento de estações sísmicas existentes na região, no entanto a cobertura não é igual em toda a parte, podendo as conclusões obtidas não corresponder exatamente ao que se passa.

6.REFERÊNCIAS

Bertani,R.(2013):"Status of a Geothermal World". Proceedings of EGEC 2013,Pisa,Itália.

Fairhead,J.D. and Stuart;g.W. (2013). " The Seismicity of the East African Rift System and Comparison With Other continental Rifts". Continental and Oceanic Rifts, Geodynamics Series, vol 8,41-61.

Hamza,V.M.,Vieira,F.P.(2012):"Global Distribution of the Lithosphere-Asthenosphere Boundary:aNew Look".Solid Earth Discussions,4, 279-313, 2012.

Hamza,V.M.,Cardoso,R.R.,Alexandrino,C.H., (2010): "A magma accretion model for the formation of oceanic lithosphere: Implications for global heat loss".International Journal of Geophysics

Lund,J.W.,Freeston,D.H.,Boyd, T. L.(2010): "Direct Utilization of Geothermal Energy 2010 Worldwide Review". Proceedings of the World Geothermal Congress , 1-23.

Martinelli,G., Dongarra,G. Jones,M. Q. W., and Rodriguez, A. (1995). " Geothermal Features of Mozambique – Country Update". Proceedings of The World Geothermal Congress, 251-273.

Morgan,P. (1981):" Constraints on Rift Thermal Proceddes from Heat Flow and Uplift Data".NASA Astrophysics Data System

Omenda,P.A. (2007): "The Geothermal Activity of the East African Rift". Short Course II On Surface Exploration for Geothermal Resources, Kenya.

Pule,T. and Saunders,I.(2009): "Recent seismicity in the Mozambique region and its impact/effects on South Africa".11th SAGA Biennial Technical Meeting and Exhibition ,Swaziland, 385-390.

Ruotoistenmaki,T.,2008): "Geophysical maps and petrophysical data of Mozambique".Geological Survey of Finland, Special paper 48,65-80.

Saemundsson,K. (2010): "East African Rift System – Na Overview". Short Course V on Exploration for Geothermal Resources, Kenya.

USGS .(2014). Map of Seismicity in Africa since 1900. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/africa/seismicity.php.

Como la gravimetría puede ser utilizada con un ensayo de bombeo para la identificación de la anisotropía horizontal en acuíferos no confinados.

How microgravity can be used with a pumping test for the identification of horizontal anisotropy in unconfined aquifers.

Andrés González-Quirós [(1)] y José Paulino Fernández-Álvarez [(2)]

[(1)] Hydro-Geophysics and NDT Modelling Unit, Polytechnic School of Mieres (University of Oviedo), C/ Gonzalo Gutiérrez Quirós S/N, 33600 Mieres, Asturias, Spain, andres@hydrogeophysicsndt.com

[(2)] Department of Mining Exploitation and Prospecting, Polytechnic School of Mieres (University of Oviedo), pauli@uniovi.es

SUMMARY

Estimation of hydraulic parameters of an aquifer is usually performed via pumping test interpretation. This invasive method requires drilling pumping and observation wells. As the process is expensive, only a pumping well and one or two observation wells or piezometers are drilled. The interpretation is usually done assuming aquifer isotropy and homogeneity. In many aquifers, however, horizontal anisotropy in hydraulic conductivity greatly affects the flow regime and its disregard may lead to important miss interpretations, especially for environmental impact assessments. When a pumping test is performed in an anisotropic aquifer, the drawdown cone shape differs from the radial symmetric pattern characteristic of isotropic conditions and the conventional configuration with one or two observation points is unable to capture it. Since the 1990's there has been a rapid growth in the use of geophysics to achieve a better hydrogeological interpretation. Gravity is a geophysical technique sensitive to underground mass variations. The new gravimeters allow monitoring the changes caused by water being pumped from unconfined aquifers. This paper studies, based on numerical simulations performed in synthetic models of pumping tests in media with different hydraulic conductivity anisotropy ratios, the capabilities of gravimetry in the identification of anisotropy. The procedure has been innovatively integrated in a unique finite element simulation code. The results show how a microgravity survey could be an adequate and relatively cheap monitoring tool for the identification of anisotropy. This is valuable information that can be used in the decision making process for performing or discarding additional studies.

Keywords: *Horizontal anisotropy, microgravity, pumping test, unconfined aquifer.*

1. INTRODUCCIÓN

Los ensayos de bombeo son el método más utilizado para estimar los parámetros hidrogeológicos de un acuífero. Requieren de la realización de un sondeo o pozo por el que se extrae agua durante un determinado periodo de tiempo y el control de la variación de los niveles piezométricos en diferentes puntos de observación o en el propio pozo de bombeo. Con estos datos se realiza la posterior interpretación, generalmente por medio de curvas tipo y asumiendo condiciones de isotropía y homogeneidad.

Por otra parte, el elevado coste de los sondeos lleva en muchas ocasiones a disponer de un único punto de observación, o, incluso ninguno (tomándose las medidas en el propio pozo de bombeo).

La total homogeneidad e isotropía es inexistente en los acuíferos reales, pero estas características les son asociadas con frecuencia. Muchos de ellos, sin embargo, presentan anisotropías en los valores de conductividad hidráulica que pueden diferir en factores entre dos y veinte en función de la dirección en que sean medidas (Kruseman y De Ridder, 1990).

La anisotropía puede estar causada por diferentes fenómenos y, al igual que heterogeneidad, necesita de una buena definición de escala (Dagan, 1986). A pequeña escala, o escala de laboratorio, puede ser debida a la orientación de los granos minerales (debido al propio proceso de sedimentación y consolidación de la roca; o, por el contrario, por estreses posteriores), foliaciones (por ejemplo en esquistos o filitas donde la conductividad paralela a los planos de foliación es mayor que perpendicular a estos) o procesos de disolución y precipitación. A mayor escala puede deberse a la intercalación de capas o estratos de diferente permeabilidad, o a la alineación preferente de fracturas o fallas.

Cuando se realiza un ensayo de bombeo en un medio anisótropo las isolíneas de descensos alrededor del pozo forman elipses, cuando son vistas en planta, en lugar de los círculos concéntricos característicos de medios isótropos. Además, la extensión de los descensos es mayor (en la dirección de máxima anisotropía) que en un medio isótropo equivalente al de la dirección de mayor conductividad hidráulica (Ferré y Tomasson, 2010) para un pozo que bombea a caudal constante.

La ignorancia de la existencia de anisotropía en un estudio hidrogeológico puede dar como resultado una subestimación en la extensión de los descensos en una dirección y acarrear consecuencias como un avance más rápido de un frente de contaminación (Sandberg et al., 2002), el error en el diseño de zonas de captura (Yeo y Lee, 2003), intrusión salina en acuíferos costeros (Quiñones-Aponte, 1990), etc.

La identificación de las direcciones principales de anisotropía con datos puramente hidrogeológicos requiere de, al menos, tres pozos de observación convenientemente distribuidos. En ocasiones también puede estimarse con la información procedente de las características estructurales del medio geológico (p.ej. orientación preferente de fracturas).

Las soluciones analíticas para la estimación de parámetros de los valores principales de conductividad hidráulica en un acuífero con anisotropía horizontal requieren una cantidad mínima de pozos de observación y una determinada alineación respecto a las direcciones principales de anisotropía y al propio pozo de bombeo. Los métodos de Hantush (1966) y Hantush y Thomas (1966) o el de Papadopulos (1965) necesitan al menos tres pozos de observación además del de bombeo. Neuman et al. (1984) demostraron que el método de Papadopulos puede ser aplicado si

se utilizan únicamente tres pozos desde los que se bombea alternativamente y al mismo tiempo se miden los descensos en los otros dos.

Mutch (2005) utiliza una transformación de coordenadas para analizar un medio anisótropo como si este fuera isótropo y presenta un método que puede ser utilizado tanto en el supuesto de conocer una elipse de iguales descensos, como si únicamente se conocen las direcciones principales de anisotropía pero no el rango de la misma. El efecto que tiene la realización de una transformación de coordenadas en los niveles en el pozo fue resuelto por Fitts (2006), y el de almacenamiento en el pozo de bombeo por Mathias y Butler (2007).

Heilweil y Hsieh (2006) desarrollaron el método de Papadopoulos para estimar el tensor de transmisividades con solo dos pozos perforados en las dos direcciones principales de anisotropía para lo cual debe tenerse información estructural previa (dirección de fracturas o afloramientos donde se pueda inferir estas direcciones).

En el caso de no existir acceso directo al acuífero los métodos geofísicos han sido tradicionalmente utilizados para proporcionar información adicional sobre las características estructurales del medio geológico. Recientemente, el uso de técnicas geofísicas en estudios hidrogeológicos persigue aportar, ya no solo datos puramente estructurales del acuífero, si no también evidencias sobre los procesos dinámicos que puedan producirse en el mismo (transporte de contaminantes, contenido volumétrico de agua, etc.).

El uso de una de las técnicas geofísicas más comunes, la gravimetría, en la estimación de parámetros hidrogeológicos es relativamente reciente y se debe principalmente a la mejora de los gravímetros portátiles capaces de medir variaciones de masa muy pequeñas (como las producidas al llenarse o vaciarse de agua el espacio poroso de un material acuífero).

El uso de la gravimetría durante un ensayo de bombeo fue sugerido por vez primera por Poeter (1990) con el objetivo de delinear heterogeneidades texturales. Con el objetivo de estimar los parámetros hidrogeológicos durante el ensayo Damiata y Lee (2006) desarrollaron una fórmula analítica aplicable a la solución de Neuman (1972) para acuíferos no confinados pero dicha solución, basada en la componente gravimétrica de un sólido de revolución (en este caso el cono de descensos), requería de un medio, homogéneo e isótropo. Al igual que este trabajo, los publicados más recientemente sobre el tema, no permitían, por la metodología de cálculo, o no llevaron a cabo el estudio de anisotropía horizontal.

De esta forma, Blainey et al. (2007) y Herckenrath et al (2012) utilizaron para la modelización hidrogeológica el código WTAQ (Barlow ay Moench, 1999), que únicamente permite simular modelos verticales 2D asumiendo simetría radial. Así mismo los primeros utilizaron para resolver el problema gravimétrico una solución analítica basada en láminas cilíndricas concéntricas, y los segundos autores usan un algoritmo numérico de cálculo sobre celdas desarrollado en MATLAB® por Leiriao et al. (2009).

González-Quirós y Fernández-Álvarez (2014) presentaron una metodología de modelización que permite la simulación acoplada en un mismo código (COMSOL Multiphysics) del problema hidrogeológico y gravimétrico, siendo flexible para introducir escenarios más complejos (por ejemplo un medio heterogéneo o con saturación variable). Esta metodología de simulación es extendida en el presente artículo a un medio anisótropo.

El objetivo del presente trabajo es analizar cómo se manifiestan en las medidas gravimétricas los descensos del nivel freático cuando se realiza un bombeo en un acuífero no confinado que presenta anisotropía horizontal. Se persigue además, poder recomendar la configuración de campaña geofísica más adecuada para su identificación, tratando de obtener el mayor rendimiento en la distribución de las estaciones de medida gravimétrica.

Surgen de esta forma dos escenarios de aplicación práctica directa: un primero en que no existan suficientes pozos de observación (por ejemplo un pozo además del de bombeo) para poder identificar la existencia de anisotropía con datos de los niveles piezométricos en los pozos; y, un segundo escenario donde los datos gravimétricos proporcionen información sobre las direcciones principales, lo que permite realizar una estimación de parámetros por medio de los diferentes métodos analíticos conocidos y explicados anteriormente.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Hidrogeología

En un acuífero no confinado la transmisividad varía al variar el espesor saturado condicionado por la posición del nivel freático, que es la propia solución buscada. Dupuit (1863) resolvió este problema asumiendo que el flujo es únicamente horizontal y las líneas equipotenciales son verticales (Figura 1). Obtuvo la solución para un ensayo de bombeo en acuífero no confinado en estado estacionario:

$$h^2 - h_w^2 = \frac{Q}{\pi K} ln\left(\frac{r}{r_w}\right) \quad (1)$$

Donde h [L] es el nivel piezométrico a una distancia r [L] del pozo de bombeo, h_w [L] el nivel piezométrico en el pozo de bombeo, de radio r_w [L], Q [$L^3 \cdot T^{-1}$] el caudal de extracción y K [$L \cdot T^{-1}$] la conductividad hidráulica

La elección de un modelo estacionario responde a dos necesidades: en primer lugar constituye una buena aproximación con menor esfuerzo computacional y, en segundo lugar y como se verá más adelante, la estabilización de los niveles permite realizar una campaña de gravimetría de mayor duración temporal y repetir las medidas si esto fuera necesario sin que existan variaciones relacionadas con el cambio en el contenido de agua.

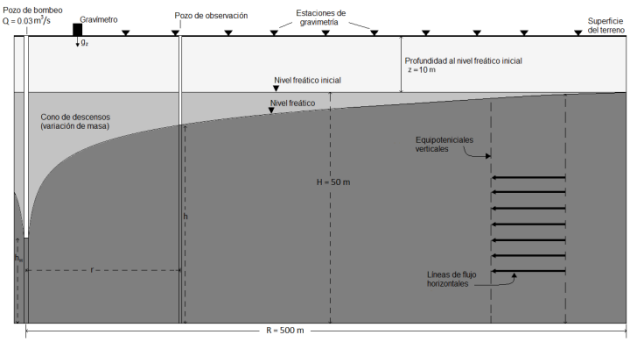


Figura 1* – Modelo conceptual hidrogeológico con valores *(Hydrogeological conceptual model with input values).

Debe tenerse en cuenta que la parábola de Dupuit no es capaz de reproducir adecuadamente los descensos en las cercanías del pozo, donde las componentes verticales de flujo tienen su máximo, e ignora el efecto de rezume (seepage face). Este efecto tiene ligeras implicaciones en las medidas de gravimetría que serán ignoradas en el presente artículo.

Un medio con anisotropía horizontal puede transformarse en un medio isótropo equivalente (Mutch, 2005) aplicando las siguientes conversiones a las coordenadas originales (Figura 2):

a) Se reduce la escala en la dirección de K_x dividiendo por la raíz cuarta de la anisotropía: $\sqrt[4]{K_x/K_y}$.
b) Se expande la escala en la dirección de K_y multiplicando por la raíz cuarta de la anisotropía: $\sqrt[4]{K_x/K_y}$.

La conductividad hidráulica equivalente en este nuevo medio isótropo es $K=\sqrt{K_x K_y}$.

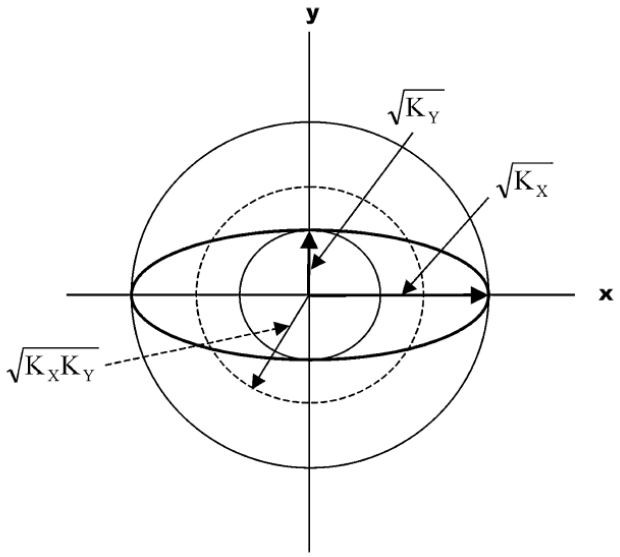


Figura 2* – Transformación de coordenadas: En Mutch (2005), a su vez adaptado de Freeze y Cherry (1979)** ***(Coordinate transformation. In Mutch (2005), adapted from Freeze and Cherry (1979))

2.2. Gravimetría

La componente vertical de la aceleración gravimétrica sobre un gravímetro situado en un punto p, producida por una masa m situada a una distancia r del instrumento es:

$$g_z = G\frac{m}{r^2}cos(\alpha) \quad (2)$$

donde G= 6.673 x 10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2}, es la constante de gravitación universal, r es el vector del instrumento a la masa (m en kg) y α es el ángulo formado por la vertical y r. El valor de g se expresa en $m \cdot s^{-2}$, pero en geofísica las unidades utilizadas son el Gal, el miliGal (mGal) o el microGal (μGal): 1 μGal = 10^{-3} mGal =10^{-6} Gal = 10^{-8} $m \cdot s^{-2}$.

Si, en lugar de la masa **m**, queremos medir la diferencia de masa **Δm** en una posición entre dos tiempos, la misma expresión dará lugar al resultado adecuado para Δg_z.

En un acuífero no confinado, el ascenso (descenso) de niveles lleva asociado el llenado (vaciado) del agua de los poros de la roca o suelo. Es decir, la densidad total varía en función del contenido volumétrico en agua y de su densidad. El specific yield (o rendimiento específico, S_y) [-] es el coeficiente de almacenamiento de un acuífero no confinado y tiene un valor cercano al de la porosidad eficaz. Utilizando este término, si se produce un descenso de un metro del nivel piezométrico la variación en masa será:

$$\Delta m = S_y \cdot \rho_w \quad (3)$$

Si asumimos una lámina infinita de agua (hipótesis de Bouguer) de un metro de espesor el valor de anomalía gravimétrica asociada es $g_{Bouguer}$=41.9 μGal.

La posibilidad de detectar estas pequeñas variaciones se debe principalmente a la mejora de los instrumentos portátiles de gravimetría relativa con resolución de microGales. Así, por ejemplo, el gravímetro Scintrex CG-5 tiene una resolución de 1 μGal y una precisión de 5 μGal. Más aún, el gravímetro Micro-g/LaCoste g Phone cuenta con una resolución de 0.1 μGal y una precisión de 1 μGal (Crossley et al., 2013) (Figura 3).

Tipo	Fabricante y Modelo	Resolución (μGal)	Precisión (μGal)	Deriva (μGal/period)	Tiempo de config.	Peso (kg)	Potencia	Utilización
AG	Micro-g/L FG5	10.0	2.0	0	2 h	150	500 W	Transportable
	Micro-g/L A10	20.0	10.0	0	15 min	105	300 W	Transportable
Spring	Micro-g/L gPhone	0.1	1.0	10–15/day	15 min	58	330 W	Field
	LR model G	5.0	⩽20	~15/day	15 min	10	NA	Field
	Scintrex CG5	1.0	⩽5	50–200/day	10 min	8	12V, 4.5 W	Field
	ZLS Burris	⩽1.0	⩽7	~15/day	10 min	5	12V	Field
SG	GWR OSG	0.001	0.02	few/yr	1 day	290	1.6 kW	Observatory
	GWR iGrav	0.001	0.05	⩽6/yr	2 h	130	1.4 kW	Transportable

Figura 3* – Especificaciones técnicas y características de algunos gravímetros (AG: Gravímetros absolutos; Spring: Gravímetros de muelle; SG: Gravímetros superconductores) (modificada de Crossley et al., 2013)** ***(Technical specifications and characteristics of some gravity meters: AG: absolute gravimeters; Spring: spring gravimeters; SG: superconducting gravimeters) (modified from Crossley et al., 2013)

2.3. Simulación numérica

Para realizar el presente trabajo se ha empleado es código de simulación COMSOL Multiphysics (COMSOL, 2013) en su versión 4.3a. Se trata de un entorno de modelización, basado en el método de elementos finitos, que permite el acoplamiento entre diferentes físicas con distintas ecuaciones de gobierno.

Se han utilizado los módulos de flujo en medios porosos (*Darcy's law module*) para la modelización del problema hidrogeológico, y el módulo de electrostática (*Electrostatics module*), para la modelización gravimétrica. Este último requiere una serie de conversiones e igualdades que serán desarrolladas en el apartado 4.2.

3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Se pretenden simula un bombeo en un acuífero no confinado en estado estacionario bajo las asunciones de flujo horizontal de Dupuit. Partiendo de un medio completamente isótropo ($K_x = K_y$), se modifican los valores de conductividad hidráulica en una de las direcciones de anisotropía, K_y , con el objetivo de estudiar y analizar la sensibilidad de un campaña gravimétrica a diferentes ratios de anisotropía.

Los parámetros hidrogeológicos, a excepción de los valores de conductividad hidráulica, permanecen constantes a lo largo de todas las simulaciones (ver Tabla 1). Para el estudio de gravimetría

se ha escogido una superficie horizontal (la superficie del terreno en la realidad) situada 10 metros sobre el nivel freático inicial.

Tabla 1* – Características y parámetros del modelo hidrogeológico *(Characteristics and parameters of the hydrogeological model)

Parámetro	Descripción	Valor (valores)
Q	Caudal de extracción	0.03 [$m^3 \cdot s^{-1}$]
r_w	Radio del pozo	0.1 [m]
K_x	Cond. Hidr. Hor. (dir. x)	10^{-4} [$m \cdot s^{-1}$]
K_y	Cond. Hidr. Hor.(dir. Y)	10^{-5}-10^{-3} [$m \cdot s^{-1}$]
H	Nivel piezométrico inicial	50 [m]
R	Radio de influencia	500 [m]
S_y	Specific Yield	0.25 [-]

Sobre esta superficie de referencia se realizarán diferentes configuraciones de campaña geofísica (punto 4.4) con el objetivo de analizar y estudiar la anomalía gravimétrica producida por un bombeo en un medio anisótropo (5.1) y sugerir un método que permita la identificación de las direcciones principales de anisotropía (5.2).

4. MODELIZACIÓN HIDRO-GRAVIMÉTRICA

La modelización del problema acoplado requiere, en primer lugar la realización de un modelo hidrogeológico capaz de reproducir las condiciones de anisotropía. Posteriormente se realiza un acoplamiento para reproducir el modelo gravimétrico asociado al bombeo.

4.1. Modelo hidrogeológico anisótropo

El modelo hidrogeológico consiste en un ensayo de bombeo en acuífero no confinado en régimen estacionario. Se ha construido un dominio bidimensional horizontal circular de 500 metros de radio con un pozo de bombeo de radio 0.1 m en el centro. El acuífero tiene un espesor saturado inicial de 50 metros.

Las condiciones de contorno externas de tipo 1, nivel constante, se fijan en 50 metros. El pozo de bombeo se modeliza mediante la opción *outlet*.

La serie de simulaciones cubre los valores de K_y entre 0.00001 y 0.001 $m \cdot s^{-1}$. El valor de conductividad hidráulica en la dirección x (K_x) permanece constante en 0.0001 $m \cdot s^{-1}$. En las simulaciones se ha utilizado la opción *Parametric Sweep* (que permite obtener en una única ejecución diferentes soluciones para un rango de valores cambiantes de K_y) con mayor eficiencia computacional (ver figura 5).

Los resultados de las simulaciones muestran isopiezas de nivel piezométrico con formas elípticas cuyos ejes coinciden con las direcciones principales de anisotropía: el eje mayor con la máxima conductividad hidráulica y el menor con la mínima. Se han estudiado los valores de estos descensos sobre dos perfiles circulares de radios 50 y 100 metros respecto al pozo de bombeo (Figura 4).

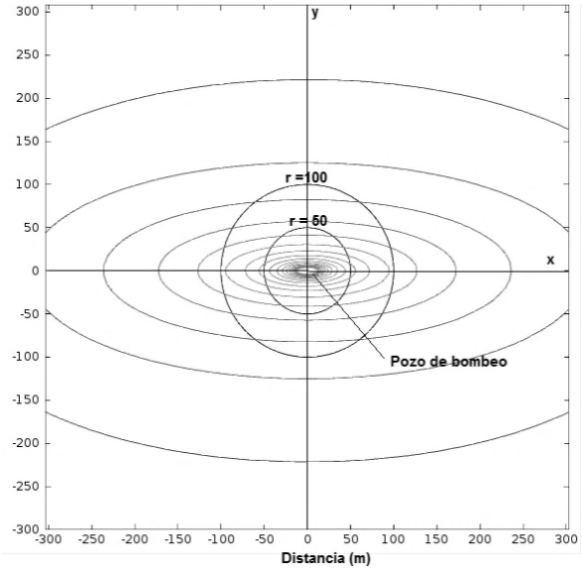


***Figura 4* – La vista en planta muestra las isopiezas en forma de elipse para una conductividad hidráulica mayor en la dirección x. El pozo de bombeo se encuentra en el centro. Dos círculos de radios 50 y 100 se han seleccionado para la visualización de los descensos a lo largo de perfiles circulares. (Plan view shows elliptical contours for equal drawdown. Pumping well is in the center. Two circle, with 50 and 100 meter radius have been selected for drawdown visualization through circular profiles)**

Las soluciones del nivel piezométrico presentadas sobre los perfiles circulares muestran una serie de máximos y mínimos coincidentes, respectivamente, con las direcciones de menor y mayor conductividad hidráulica (Figura 5).

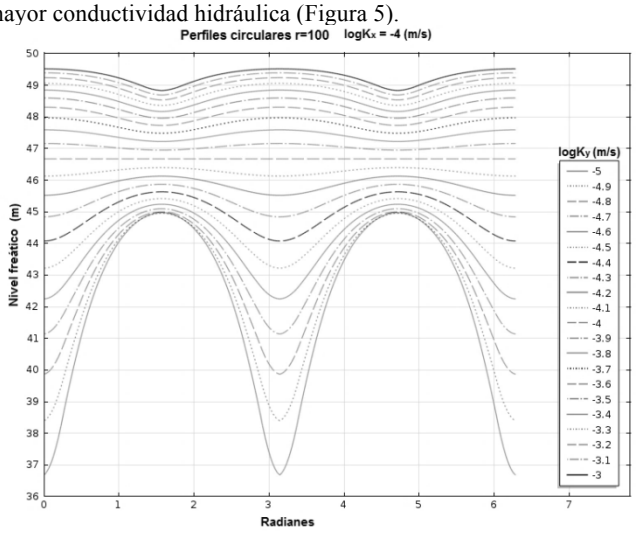


Figura 5* – Soluciones a lo largo del perfil circular con radio igual a 100 metros para el rango de Ky entre 0.00001 y 0.001 $m \cdot s^{-1}$. El valor de Kx permanece constante en 0.0001 $m \cdot s^{-1}$ *(Solutions of drawdrown of the circular profile of 100 m of radius. Ky range from 0.00001 to 0.001* $m \cdot s^{-1}$ *. The value of Kx is kept constant through all the simulations in 0.0001* $m \cdot s^{-1}$*)

4.2. Modelo gravimétrico

COMSOL Multiphysics no dispone de un módulo para el cálculo de gravedad, pero si tiene, sin embargo, un módulo de electrostática (*electrostatics*). Butler y Sinha (2012) demostraron como se puede crear un módulo de gravimetría desde el módulo de electrostática, ya que ambos procesos están gobernados por la ecuación de Poisson.

La ecuación de Poisson que relaciona el potencial gravitatorio, U en $J \cdot Kg^{-1}$, con la distribución de densidad, ρ en $kg \cdot m^{-3}$, es

$$\nabla^2 U = -4\pi G\rho \quad (4)$$

$G = 6.67 \cdot 10\text{-}11\ J \cdot m \cdot kg^{-2}$ es la constante de gravitación universal.

La ecuación de Poisson que relaciona el potencial eléctrico, V en voltios, con la distribución de densidad de carga, ρ_c en $C \cdot m^{-3}$, es

$$\nabla^2 V = \frac{-\rho_c}{\varepsilon} \quad (5)$$

donde ε es la permitividad eléctrica.

Definiendo en la interfaz de materiales de COMSOL $\varepsilon=1/4\pi G$, y asumiendo que $\rho_c=\rho$ y $V=U$, el modelo para el cálculo gravitatorio queda perfectamente configurado.

La variación de densidad (en kg·m3) que se pretende calcular se introduce en el submenú *space change density*. Los límites del modelo (con una condición de contorno de tipo I potencial eléctrico nulo constante) deben situarse suficientemente alejados para que no interfieran en los resultados.

4.3. Acoplamiento

Ambos modelos son acoplados por medio de un operador de extrusión, disponible en COMSOL en el submenú *variables*, que transforma el dominio hidrogeológico bidimensional en un dominio tridimensional. La variación de densidad se restringe a todos aquellos nodos situados por debajo del nivel freático inicial y por encima del nivel freático tras el descenso, es decir en todos aquellos poros que se han vaciado.

4.4. Configuración de la campaña gravimétrica simulada

Con el objetivo de ser fiel a una campaña de gravimetría real se han seleccionado tres configuraciones diferentes: malla, perfiles radiales y perfiles circulares. Debe tenerse en cuenta además la necesidad de, al menos, una estación base a una distancia suficientemente lejana para no ser influida por las variaciones debidas al bombeo. El total de la campaña consistirá en dos sets de medidas ocupando las mismas estaciones: uno previo al bombeo, y otro posterior, cuando ya se ha bombeado el suficiente tiempo y se haya alcanzado un estado estacionario o pseudo-estacionario con los niveles estabilizados y los efectos de drenaje diferido y procesos de la zona no saturada minimizados.

La estimación de tiempo de medición en cada estación es de unos 90-100 segundos. Se propone un total de 3 medidas por estación lo que da lugar a un total de unas ~10 estaciones (~30 medidas) por hora, si se tienen en cuenta los tiempos de tránsito entre estaciones y estacionado y nivelación del gravímetro.

Se han seleccionado tres tipos de configuraciones (Figura 6):

- Perfiles radiales extendidos cada 30º desde el pozo de bombeo y con separación entre estaciones de 25 metros.
- Malla cuadrada con estaciones de gravimetría separadas cada 25 metros.
- Perfiles circulares cuyo objetivo se desarrollará posteriormente.

Todas las medidas, como se discutió en el planteamiento del problema se sitúan en una superficie horizontal 10 metros por encima del nivel freático inicial.

Para dar realismo a las medidas teóricas, y tomando como referencia el gravímetro Scintrex CG-5 (Scintrex Limited, 2009), se ha introducido a las mismas un error aleatorio de ±5 µGal, con distribución normal.

Las precauciones a tomar en la campaña gravimétrica, así como las correcciones necesarias y la importancia de la deriva del instrumento no se discutirán en el presente artículo, pero una buena discusión de las mismas aparecen recogidas para el modelo CG-5 en Christiansen et al. (2011).

Las soluciones obtenidas en las estaciones simuladas son finalmente exportadas al programa Surfer para su visualización en planta e interpoladas por medio de la opción de krigeado simple automático.

El objetivo final es proponer la distribución más adecuada de las estaciones, asumiendo un ritmo de 10 estaciones/hora, en función del tiempo disponible (y por consiguiente presupuesto de la campaña) con el objetivo de identificar las direcciones principales de anisotropía.

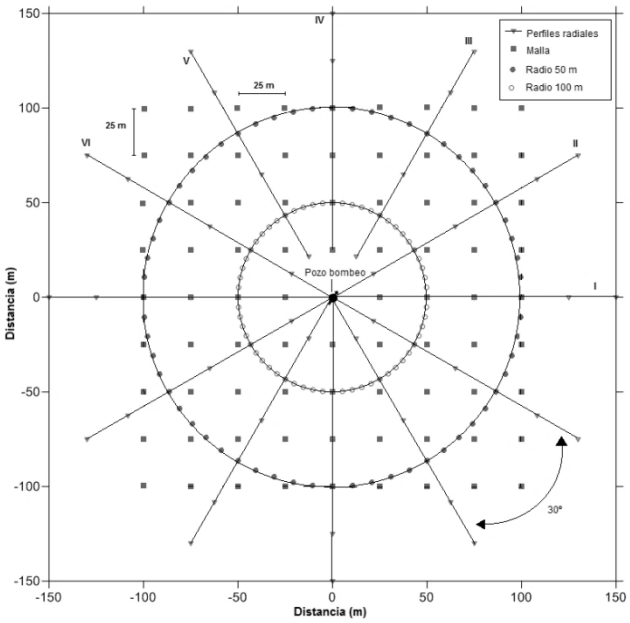


Figura 6* – Configuraciones de las campañas gravimétricas simuladas: Perfiles radiales (I a VI), Malla, y perfiles circulares a 50 y 100 metros del pozo de bombeo. *(Configuration of simulated gravity surveys. Radial profiles, mesh and circular profiles of 50 and 100 m of radius from the pumping well)

5. RESULTADOS

Los resultados obtenidos muestran la anomalía gravimétrica producida en una superficie situada 10 metros sobre un acuífero no confinado anisótropo en el que se ha realizado un bombeo a caudal constante.

En el aparatado 5.1 se analizará cómo se presentan en las medidas gravimétricas los descensos en un medio con anisotropía y, en base a su distribución espacial, que configuraciones de campaña serían las más adecuadas para su identificación. Como referencia se ha escogido el modelo con ratio de anisotropía (alpha=K_x/K_y) de 10. En el apartado 5.2, y sobre este mismo modelo de referencia, se propone un método que, por medio de un ajuste mediante una función sinusoidal, permite la estimación de las direcciones principales.

5.1. Análisis de la anomalía gravimétrica producida por un bombeo en un medio anisótropo

En primer lugar, y como reflejo de las máximas diferencias existentes se han realizado perfiles siguiendo las dos direcciones, *x* e *y*, principales de anisotropía (perfiles I y IV en la Figura 6). La anomalía gravimétrica resultante (en valor absoluto) presenta una forma de función normal con máximo sobre el pozo de bombeo, donde se han producido los mayores descensos (Figura 7).

Al comparar ambos perfiles, se constata que en una dirección (la de menor conductividad hidráulica) los valores de anomalía gravimétrica disminuyen con mayor rapidez a medida que aumenta la distancia con respecto al pozo de bombeo. Por el contrario, en la dirección con valores de conductividad hidráulica mayor esta disminución es más suave. Cuando se llega al radio de influencia (donde no se han producido descensos del nivel freático) el valor de la anomalía es prácticamente despreciable en ambos perfiles.

Se pueden definir por tanto dos puntos en que la anomalía gravimétrica en ambas direcciones es igual: uno sobre el pozo de bombeo, donde toma su valor máximo, y otro donde la anomalía gravimétrica en la dirección de mayor conductividad hidráulica toma el valor de 0 (en la dirección de menor conductividad hidráulica toma el valor de 0 a una distancia menor).

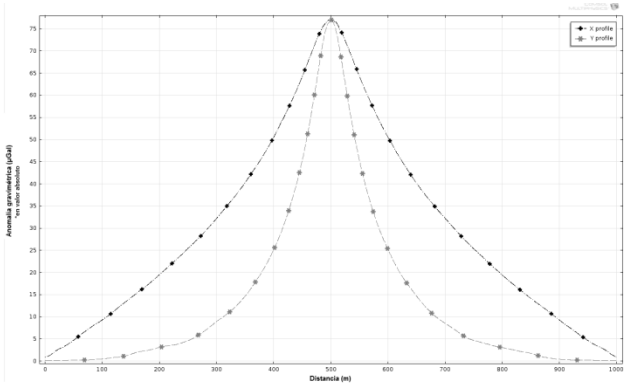


Figura 7* – Anomalía gravimétrica (en valor absoluto) en las direcciones x (en negro) e y (en gris). El pozo de bombeo se encuentra en el centro (500 metros).** ***(Gravity anomaly (absolute values) in x (black line) and y (grey) directions. Pumping well is in the center (500m))

Existe, así mismo, un punto a una distancia r del pozo de bombeo donde la diferencia entre ambos perfiles es máxima. Haciendo uso de la opción *join* > *difference* disponible en COMSOL es posible restar un perfil de otro. Las figura 8 muestra e ilustra las características explicadas anteriormente: sobre el pozo de bombeo la diferencia es nula y a una determinada distancia (unos 125 metros en este caso) la diferencia es máxima. Naturalmente la magnitud de esta diferencia dependerá de varios factores: los valores de conductividad hidráulica y su ratio de anisotropía, el caudal de bombeo, la profundidad al nivel freático, el valor del coeficiente de almacenamiento, etc.

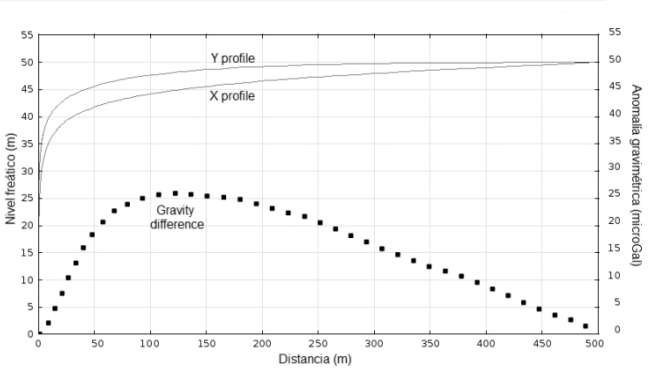


Figura 8* – La diferencia de anomalías gravimétricas entre los perfiles de las direcciones principales tiene un máximo a una distancia determinada del pozo. En el pozo de bombeo (0 m en la figura) la anomalía en ambas direcciones es la misma, por lo tanto el resultado es cero. Se muestran en la figura también la elevación del nivel freático en ambas direcciones principales** ***(Difference between gravity anomalies in main directions show a characteristic pattern with a maximum at some distance from the pumping well (in 0 m in the figure). Water table levels in x and y directions are shown too)

La capacidad de poder situar en una campaña geofísica dos perfiles radiales sobre las direcciones de máxima anisotropía es muy limitada (a excepción de, por ejemplo, un medio en que contemos con datos estructurales con las direcciones de las fisuras que actúen como conductoras).

Ante una campaña geofísica en la que se tiene un total (o elevado) desconocimiento de la disposición espacial del cuerpo o proceso que se desea identificar las configuraciones más comunes son los perfiles radiales y la malla, que en este estudio se han distribuido como se explicó en el apartado 4.4 (y en la Figura 6).

Los datos obtenidos en las estaciones simuladas son interpolados por medio de un krigeado simple (Figura 9) con el objetivo de analizar la definición que se obtendría con este tipo de distribuciones. Se observa cómo, en el caso de representarse los valores teóricos, y de que los perfiles coincidentes con las direcciones de anisotropía están orientados en la misma, sería relativamente fácil poder estimar unas direcciones principales sin mucho esfuerzo.

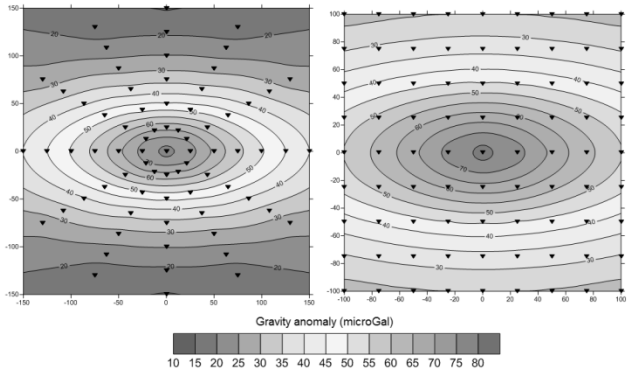


Figura 9 – Resultado de las interpolaciones por medio de la opción de krigeado automático para las configuraciones de perfiles radiales (izquierda) y malla (derecha). Debe tenerse en cuenta que las dimensiones de la figura izquierda son mayores (300x300 metros) que la derecha (200x200 m). ***(Results with kriging interpolation for two of the selected survey configurations: radial profiles and mesh. Left figure has an extension of 300x300 m and right figure of 200x200 m)***

Por otro lado se puede observar como los perfiles radiales se permiten cubrir una mayor área con menor número de estaciones que en la disposición en forma de malla, con la desventaja de perder definición frente a esta última.

Si se utilizan los datos con ruido (Figura 10) la estimación de las direcciones principales se hace más imprecisa al deformarse los contornos de isolíneas de anomalía gravimétrica.

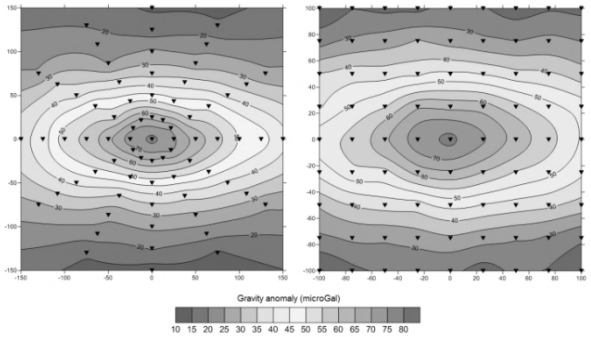


Figura 10* – Resultado de las interpolaciones por medio de la opción de krigeado automático a los resultados con error aleatorio para las configuraciones de perfiles radiales (izquierda) y malla (derecha). Debe tenerse en cuenta que las dimensiones de la figura izquierda son mayores (300x300 metros) que la derecha (200x200 m).** ***(Result of the kriging interpolation for two sets of data with added noise for radial profiles configuration (left) and mesh survey (right). Left figure has an extension of 300x300 m and right figure of 200x200 m)

La identificación de las direcciones de anisotropía con este método recaería en la capacidad y experiencia de la persona que procesa los datos, es decir, se trataría de un método eminentemente manual y visual sujeto a los perceptivos errores.

Es más, en este caso en la definición de las elipses y sus ejes mayores tiene una gran importancia la coincidencia de los perfiles escogidos con las direcciones principales de anisotropía. En las soluciones se observa como algunas de las estaciones situadas sobre estos perfiles tienen mucho peso, produciendo formas más alargadas debido al método de interpolación, que si las mismas se visualizan directamente en el propio código de simulación donde existen soluciones en mayor número de puntos.

Con el objetivo de analizar esta característica se ha decidido por girar tanto los perfiles como la malla (Figura 11) de manera que ningún perfil coincida directamente sobre las direcciones principales de anisotropía. En la figura se pueden observar estas diferencias, especialmente en el caso de los perfiles radiales. Un escenario de este tipo pondría en mayores dificultades al analista de datos ya que, si bien parecen existir unas formas elipsoidales orientadas en una determinada dirección, el valor exacto del ángulo estaría muy influenciado por la opinión del propio analista.

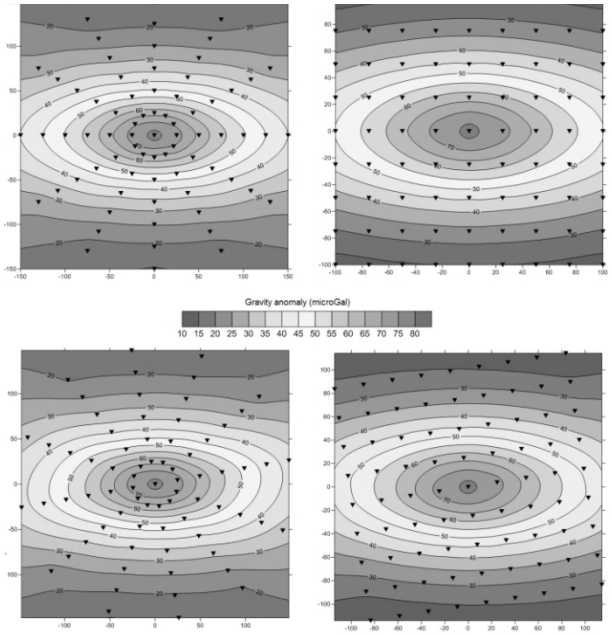


Figura 11* – Diferencia entre configuraciones de campaña con perfiles coincidentes con las direcciones principales (arriba) y configuraciones alternativas donde tanto los perfiles como la malla han sido giradas 8abajo). Las cuatro representaciones corresponden al mismo modelo teórico y los resultados se han interpolado por medio de un krigeado simple** ***(Difference among radial profiles and mesh with same directions as principal directions (upper figure) and turned profiles and meshing (down). The four are from the same theoretical model and have been interpolated with simple kriging)

Con el objetivo de encontrar un método que, con un limitado número de puntos en el que se desconocen la direcciones principales, permita realizar un análisis automático de los datos se ha optado por analizar perfiles circulares situados alrededor del pozo a una distancia r del mismo. Este tipo de perfiles podría obtenerse con estaciones equiespaciadas de una configuración en perfiles radiales a una distancia determinada del pozo de bombeo.

Al igual que ocurre con los descensos (ver figura 5) una gráfica de la anomalía gravimétrica (en valor absoluto) a los largo de un perfil de estas características da lugar a una sucesión con máximos (en la dirección de máxima conductividad hidráulica) y mínimos (en la que la conductividad hidráulica es menor).

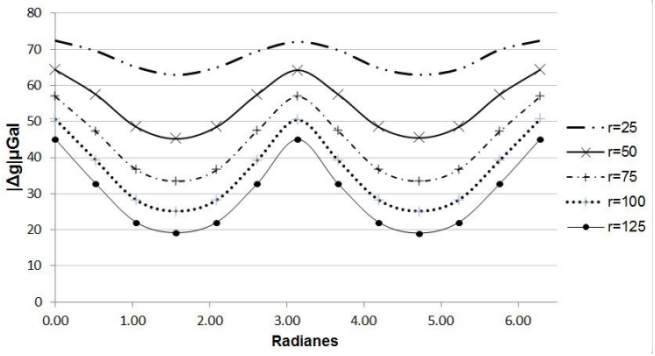


Figura 12* – Anomalía gravimétrica (en valor absoluto) en perfiles circulares, con centro en el pozo de bombeo, situados a diferentes distancias del mismo. Los mayores valores de anomalía gravimétrica se encuentran en las cercanías del propio pozo, pero las diferencias entre los máximos (eje x en este caso) y mínimos (eje y) son mayores a una distancia de 100-125 m.** ***(Gravity anomaly (in absolute value) for five circular profiles placed at different radial distances from the pumping well. The highest values of gravity anomaly are in the profile closer to the pumping well, but higher differences among máximums and minimums in the same profile are in r = 100 and r =125)

Si son analizados los perfiles circulares realizados a diferentes distancias del pozo de bombeo (Figura 12) se observa como los mayores valores de anomalía gravimétrica se sitúan en las cercanías del pozo de bombeo, pero, sin embargo, la máxima diferencia entre los máximos y mínimos se encuentra a una determinada distancia, lo que refuerza y evidencia lo explicado en la Figura 8.

Existe, además, una ventaja en la preparación y logística de la campaña geofísica: la anisotropía horizontal se manifiesta, vista en planta, como elipses simétricas. Esta característica debe tenerse en cuenta en la distribución de las estaciones, ya que es posible concentrar las medidas en un sector más reducido lo que permite tener una mayor densidad de puntos y el beneficio añadido de un ahorro de tiempo. Por otra parte, y dado que las direcciones principales presentan entre ellas un ángulo de 90º, no sería necesario cubrir 180º, sino que un menor ángulo necesariamente incluiría dos de las direcciones principales, es decir un máximo o un mínimo (o ambos) de un perfil circular.

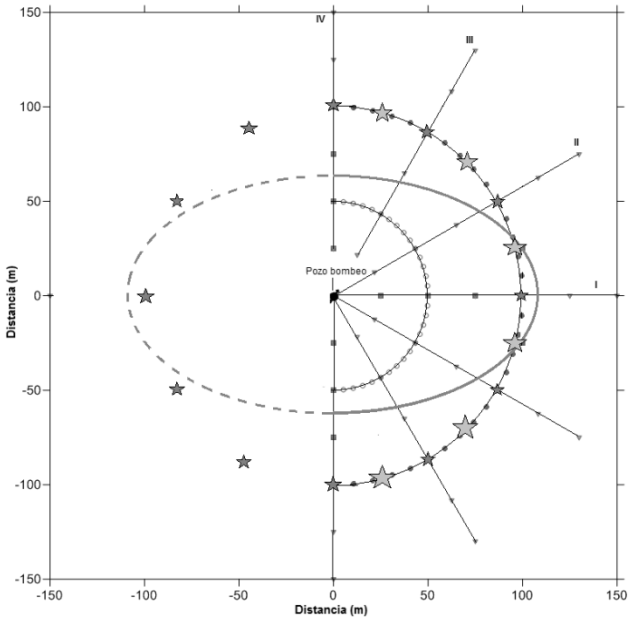


Figura 13* – La simetría de las elipses de anisotropía permite concentrar la campaña en un sector reduciendo las distancias entre estaciones y pudiendo aumentar la densidad del muestreo.** ***(Ellipses of anisotropy are symmetric. This characteristic allows focusing the geophysical survey in a radial sector, shortening the time-transit among stations and allowing having a higher sampling density distribution)

5.2. Identificación de las direcciones de anisotropía

Los perfiles circulares presentan una forma de onda aproximadamente sinusoidal, con un máximo o un mínimo cada π/2 radianes. La identificación de las direcciones principales consiste en identificar aquellos puntos donde el gradiente circunferencial ($\mu Gal \cdot m^{-1}$) se anula (existencia de un máximo o un mínimo).

Se ha realizado un ajuste automático de los resultados teóricos a una función seno, y, si bien en los máximos al estar más afilados y los mínimos al estar suavizados dan valores más elevados que la función de ajuste, la posición de los puntos críticos de ambas son coincidentes cada 90º, presentando dos máximos (y dos mínimos) cada π radianes.

La fórmula de la función de ajuste del seno es la siguiente:

$$y = y_0 + A \sin\left(\pi \frac{x - x_c}{w}\right) \qquad (6)$$

donde A es la amplitud, w medio periodo y x_c el desfase.

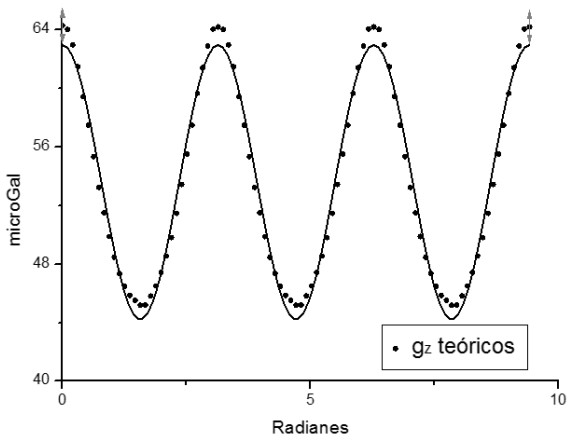


Figura 14*– Ajuste por medio de una función seno de los valores teóricos obtenidos en estaciones situadas cada 6º en un perfil circular** ***(Fitting with a sine function of theoretical values obtained in gravity station placed in a circular profile each 6º)

Como la frecuencia de la función conocida (el periodo es de π) el valor de *w* puede ser fijado en π/2. Al realizar el ajuste mediante el método de mínimos cuadrados se obtiene una estimación de los valores de y_0, A y x_c que al fijar *w* es mayor que dejando libertad de ajuste automático. Sin embargo, ya que la función real no tiene forma de seno, los primeros no son excesivamente relevantes ya que el parámetro realmente relevante es la fase de la onda. En la tabla 2 se comparan los resultados de fijar el valor de w frente a dar una total libertad y se puede ver como las diferencias (para los valores teóricos y con separación entre estaciones de 5º) no son excesivamente grandes.

Tabla 2* – Diferencias en el ajuste sinusoidal automático para un valor de w fijado de antemano (izquierda) o dando total libertad (derecha).** ***(Differences between fitting with a sine function with a fixed w value (left) or letting a totally automatic fitting (right))

	Periodo fijado		Ajuste automático	
	Value	*Std. error*	*Value*	*Std. error*
x_c	-0.78697	0.00697	-0.80597	0.01627
w	1.5708	0	1.57623	0.0042
A	9.36664	0.1291	9.38331	0.12934
y_0	53.606	0.09178	53.63783	0.0947
Reduced Chi-Sqr	0.76644		0.76035	
Residual Sum of Squares	67.44665		66.15017	
Adj. R-Square	0.98318		0.98332	

Como se explicó anteriormente se han escogido duraciones de campaña de 2, 4 y 6 horas. De esta manera se han supuesto perfiles radiales que cubren un sector de 180º cada 30º, 15º y 10º respectivamente, con los que se podrían construir perfiles semicirculares con estaciones separadas ~0.524 radianes (30º), ~0.262 rad (15º) y ~0.175 rad (10º). En cada una de las estaciones se han realizado 3 medidas (valores teóricos a los que se ha añadido un ruido de ±5 μGal) de gravimetría.

Los tres sets de medidas se han distribuido consecutivamente (Figura 15) sobre una gráfica cuyo eje x tenía una longitud total de 3π radianes (540º), es decir, un perfil circular de un ciclo y medio.

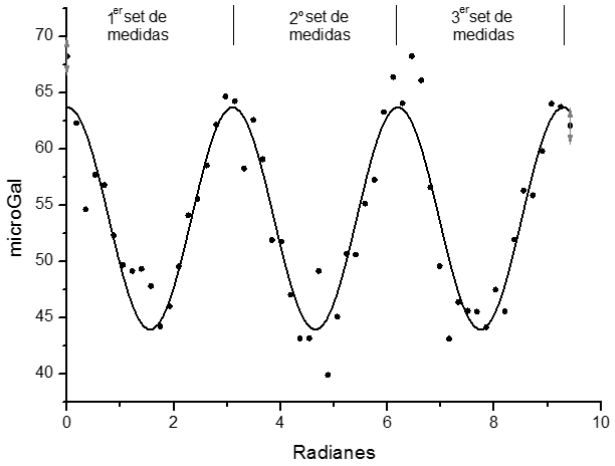


Figura 15* – Si se emplazan los 3 sets de medidas consecutivamente el ajuste con la función seno mejora.** ***(Placing consequtively the 3 sets of gravity measurements the fitting via sine functions improves)

Por medio del ajuste automático se han obtenido los valores de A, y_0 y x_c (manteniendo *w* fijo) para todas las funciones de ajuste de los diferentes perfiles circulares. Posteriormente, sobre estas funciones se ha identificado la posición de los puntos críticos utilizando las opciones de estimación automática de máximos y mínimos del programa MATLAB®.

Los resultados obtenidos son los ángulos estimados, θe, de las direcciones de anisotropía respecto a los teóricos, θt, conocidos previamente para los distintos perfiles con ruido añadido. φ, es la diferencia (en grados) entre estos valores entre las dos direcciones (Figura 16).

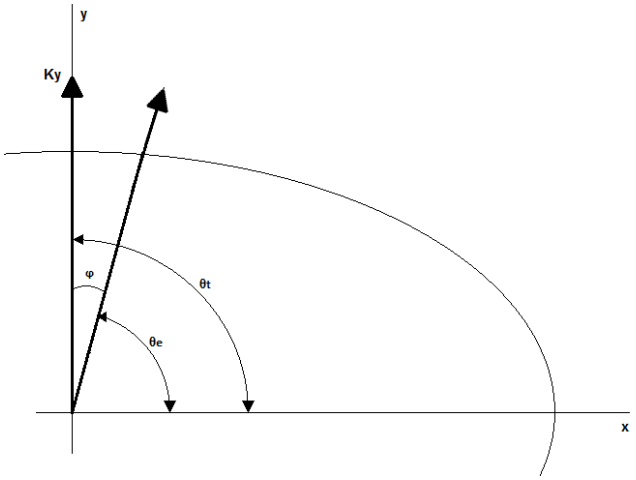


Figura 16* – La figura muestra la diferencia, φ, entre el ángulo teórico θt y el estimado θe para uno de las direcciones principales de anisotropía, en este caso un la de K_{min}.** ***(Difference, φ, between theoretical, θt, and estimated θe direction for one of the main directions, here a minimum hydraulic conductivity K_{min})

El proceso se ha llevado a cabo para todas las configuraciones (30, 15 y 10º de separación) y a las distancias de 50, 75, 100 y 125 m respecto al pozo de bombeo.

La figura 17 muestra el histograma de direcciones para 50 realizaciones del perfil circular situado a 125 metros de distancia del pozo de bombeo con espaciamiento angular entre estaciones de 30º. Como se puede observar, en una situación en la que no existe un número muy elevado de medidas (6 estaciones en las que se realizan 3 medidas por estación) y que podría realizarse en menos de una hora según las estimaciones comentadas en el apartado 4.4 es posible tener una buena estimación de las direcciones principales.

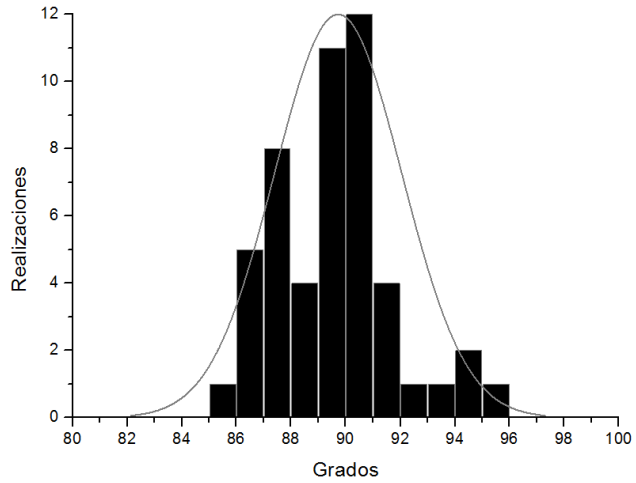


Figura 17 **– Histograma de direcciones principales estimadas por el método de ajuste para 50 realizaciones del perfil circular situado a 125 metros del pozo de bombeo. El valor teórico se encuentra en 90º** ***(The histogram show angle anisotropic directions for 50 realizations in the circular profile placed 125 m away from the pumping well. Previously known theoretical value is in 90º)***

Si la campaña de campo permitiera realizar varios perfiles circulares (por ejemplo a radios de 50, 75, 100 y 125 m) es posible constreñir más aún esta dirección. En la figura 18 se muestra un ejemplo de uno de estos casos: sobre una realización individual en cada uno de los perfiles circulares, un total de 24 estaciones con separación de 30º (menos de 3 horas de duración) situados a las distancias radiales comentadas anteriormente la dirección principal estimada tiene un error inferior a 1º respecto al valor teórico.

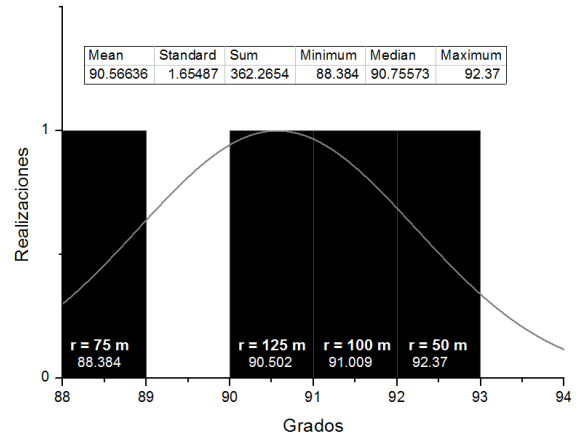


Figura 18 **– Histograma para cuatro realizaciones individuales a radios de 50, 75, 100 y 125 metros respecto al pozo de bombeo. El valor de la media, en este caso 90.566, ofrece un error, respecto al valor teórico de 90º, inferior a 1º.** ***(Histogram for four individual realization in circular profiles with r = 50, 75, 100 and 125 m. The man is 90.556. theoretical value is 90º. Difference is less than 1º)***

En resumen, los perfiles circulares individuales dan lugar a un error respecto a la dirección principal que en el 95% de los casos es inferior a 5º. Si son utilizados varios perfiles circulares a diferentes distancias el error cometido se reduce considerablemente.

Se considera el método de estimación por medio de ajuste de una función sinusoidal capaz de otorgar resultados muy positivos con poco esfuerzo computacional y, más aún, con una limitada cantidad de medidas.

6. DISCUSIÓN

La metodología explicada en el punto anterior se ha aplicado a uno de los casos particulares con un ratio de anisotropía de 10 (Kx=0.0001 y Ky=0.00001). Si bien ésta puede ser generalizada para cualquier ratio de anisotropía (ya que el perfil resultante tendrá una forma similar) la diferencia entre máximos y mínimos es mucho más pequeña para ratios de anisotropía menores (Figura 19).

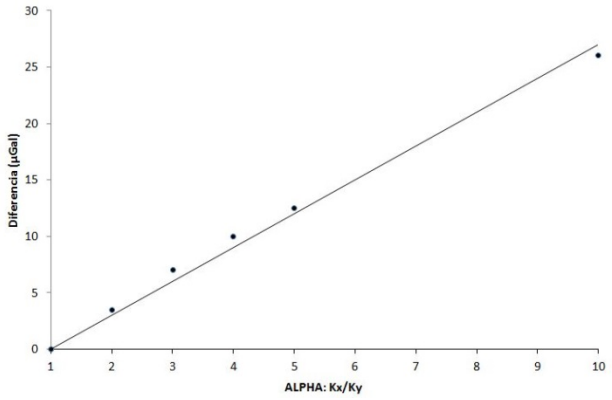


Figura 19 **– Máxima diferencia entre los perfiles x e y, ver apartado 5.1 y figuras 8 y 9, para diferentes ratios de anisotropía: alpha = K_x/K_y** ***(Maximum differences among x and y profiles for anisotropy ratios:*** **alpha = K_x/K_y,** ***of 2, 3, 4, 5 and 10)***

Esta relación, sin embargo, no es lineal como podría suponerse por la Figura 19. Cuando se aumenta el valor de K_y para hacerlo mayor que K_x los descensos que se producen son mucho más pequeños al tratarse de un medio más transmisivo. Es decir: para una ratio de anisotropía (α=Kx/Ky) de 10 las diferencias son mucho mayores que para un valor de ALPHA=0.1 (Figura 20).

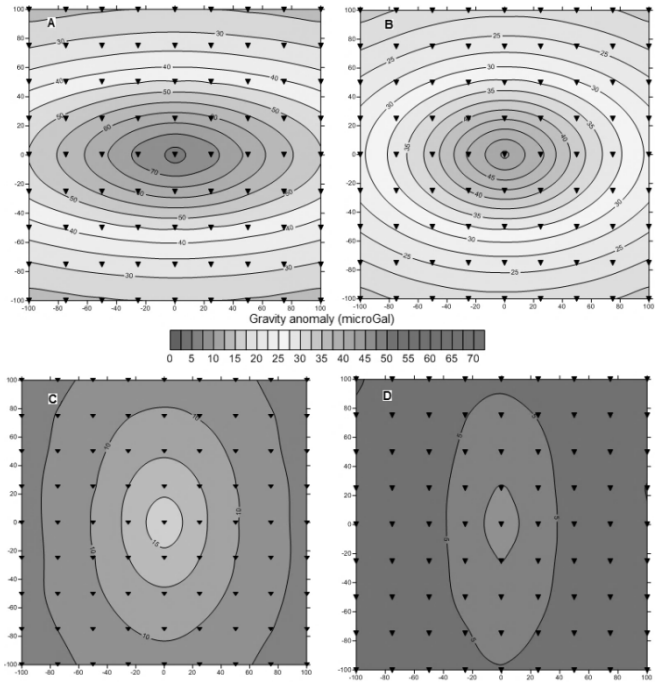


Figura 20 **– Vistas en planta de 4 situaciones para diferentes ratios de anisotropía: A) alpha = 10; B) alpha = 5; C) alpha = 0.2; D) alpha = 0.1** ***(Plan view for 4 situations with different anisotropic ratios: A) alpha = 10; B) alpha = 5; C) alpha = 0.2; D) alpha = 0)***

Por otra parte, los dos factores que tienen mayor influencia en la posibilidad de detección de la anisotropía son, por un lado la profundidad a la que se sitúa el nivel freático, y, por otro, el valor de specific yield del acuífero.

Si se estudia el primer factor se puede constatar cómo, además de reducirse el valor de anomalía gravimétrica a medida que aumenta la profundidad del nivel freático, el punto donde se produce la máxima diferencia entre perfiles perpendiculares (ver Figura 8), se encuentra más alejada del pozo de bombeo (Figura 21).

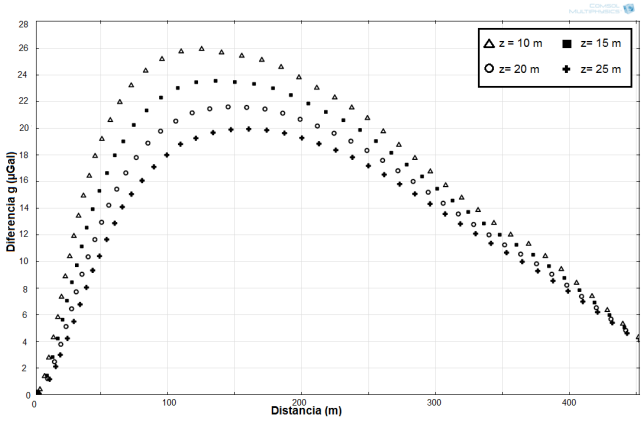


Figura 21* – Diferencias entre los perfiles x e y a diferentes profundidades sobre el nivel freático inicial. Se puede observar como la distancia de máxima diferencia se encuentra más alejada cuanta mayor profundidad al nivel freático inicial existe.** ***(Differences among profiles with depths to initial water table of 10, 15, 20 and 25 meters. Maximum gravity difference is further to the pumping well the deeper water table position is)

Si lo que se cambia es el valor del specific yield, se ve como su variación también tiene una gran influencia en el valor de anomalía gravimétrica, sin embargo, el punto de máxima diferencia entre perfiles perpendiculares permanece invariante en el mismo punto.

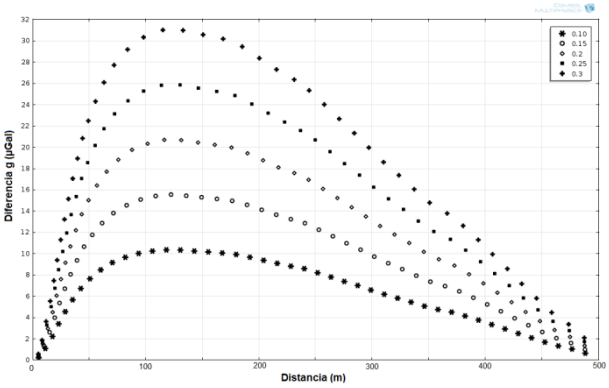


Figura 22* – Resultados de la variación del valor de specific yield. A diferencia de lo que ocurre al cambiar la profundidad el punto de máxima diferencia entre perfiles está en la misma posición.** ***(Gravity results changing values of specific yield. As opposite to previous situation, maximum difference point states in the same position)

De esta manera, para la aplicabilidad del método interesa, no sólo que el nivel freático se encuentra lo más somero posible y que el caudal de extracción se elevado, sino que además el acuífero tenga un coeficiente de almacenamiento (specific yield) lo más elevado posible, y, al mismo tiempo, una baja transmisividad.

7. CONCLUSIONES

El presente trabajo constituye la primera aproximación al estudio de las capacidades de la gravimetría en la identificación de la anisotropía en la conductividad hidráulica horizontal en un acuífero no confinado. Las simulaciones directas se han obtenido mediante un código que permite reproducir el problema acoplado hidrogravimétrico.

Sobre los datos de diferentes escenarios de modelización con distintos ratios de anisotropía se han estudiado y propuesto las mejores configuraciones de campaña, con el objetivo de obtener la mayor rentabilidad en la posición de las estaciones y la distribución de las medidas de gravimetría.

Se ha comprobado que las mayores diferencias entre los valores de gravimetría en las dos direcciones principales se encuentran a una distancia no cercana al pozo de bombeo, como se podría suponer. Es a esta distancia radial donde perfiles circulares (o semicirculares dada la simetría de las elipses de anisotropía) dan lugar a las mayores diferencias entre máximos y mínimos en los valores de anomalía gravimétrica que permiten la identificación más rápida y precisa de las direcciones principales de anisotropía. Se ha optado, por lo tanto, por concentrar el esfuerzo en tener la mayor definición posible en la posición de estos puntos de inflexión, tanto aumentando la densidad de perfiles radiales, como realizando varias medidas por estación que permitan constreñir el valor real de anomalía gravimétrica. El carácter estacionario (o pseudo-estacionario) del bombeo se hace por tanto ineludible, ya que es necesario que los niveles se encuentren estables para poder realizar varias mediciones en el mismo punto.

Una vez obtenidos los perfiles circulares se ha propuesto un método automático de detección de las direcciones principales de anisotropía basado en el ajuste por medio de una función seno y la identificación de la posición de los máximos y mínimos coincidentes con dichas direcciones principales. Los resultados sugieren que, por medio de este método, es posible estimar las direcciones principales con errores inferiores a 5º.

Los valores de anomalía gravimétrica en las condiciones simuladas se sitúan en las decenas de microgales, mientras que las diferencias entre los máximos y mínimos es, en ocasiones (con ratios de anisotropía pequeños y conductividades hidráulicas mayores de 10^{-4}), inferior a 5 µGal (valor de precisión del gravímetro Scintrex CG-5). Los valores están situados por tanto en el límite de detección de los gravímetros portátiles actuales (el gravímetro Micro-g/LaCoste g Phone cuenta con una resolución de 0.1 µGal y una precisión de 1 µGal) y, aunque existen gravímetros superconductores con resolución de hasta nanogales y precisión de incluso 0.02 µGal, sus características no los hacen adecuados para una campaña de este tipo. Se considera, por tanto, que hasta la aparición de instrumentos con resolución de sub-microgales no será posible obtener el máximo potencial de una campaña de campo como la analizada en el presente trabajo.

Próximos esfuerzos en el estudio de procesos hidrogeológicos mediante gravimetría se concentran en la estimación de los ratios de anisotropía y la inclusión de heterogeneidades, tanto en la distribución de los valores de conductividad hidráulica como de los coeficientes de almacenamiento.

8. REFERENCIAS

Barlow, P. M., and A. F. Moench (1999): "WTAQ—a computer program for calculating drawdowns and estimating hydraulic properties for confined and water-table aquifers, Rep. 99-4225", 84 pp, U.S. Department of the Interior. US Geological Survey.

Blainey, J.B., Ferré, T.P.A., and Cordova, J.T. (2007): "Assessing the likely value of gravity and drawdown measurements to constrain estimates of hydraulic conductivity and specific yield during unconfined aquifer testing". *Water Resources Research*, **43**(12), W12408, doi:10.1029/2006 WR005678.

Butler, S.L. and Sinha, G. (2012): "Forward modeling of applied geophysics methods using Comsol and comparison with analytical and laboratory analog models". *Computers and Geosciences,* **42**,168-176.

Christiansen, L., Lund, S., Andersen, O. B., Binning, P. J., Rosbjerg, D., and Bauer-Gottwein, P. (2011): "Measuring gravity change caused by water storage variations: Performance assessment under controlled conditions". *Journal of Hydrology*, **402**(1-2), 60–70.

COMSOL (2013).COMSOL Multiphysics user's guide, 1356 pp.

Crossley, D., Hinderer, J., and Riccardi, U. (2013): "The measurement of surface gravity". *Reports on Progress in Physics*, **76**(4), 046101.

Dagan, G. (1989): "Flow and transport in porous formations". Springer-Verlag GmbH & Co. KG.

Damiata, B. N., and Lee, T.C. (2006): "Simulated gravitational response to hydraulic testing of unconfined aquifers". *Journal of Hydrology*, **318**(1-4), 348–359.

Dupuit, J. (1863). "*Etudes théoriquesetpratiquessur les movement de eauxdans les cannauxdecouvertset a travers les terrains perméables"*. 2nd ed., Dunod, Paris, 304 pp.

Ferré, T. A., and Thomasson, M. (2010): "Understanding the impacts of anisotropy on the extent of drawdown". *Ground Water*, **48**(4), 478.

Fitts, C.R. (2006): "Exact solution for two-dimensional flow to a well in an anisotropic domain". *Ground Water*, **44** (1), 99-101.

Freeze, R.A., y J.A. Cherry. (1979): "Groundwater". *Prentice-Hall Inc*, Englewood Cliffs, New Jersey.

González-Quirós, A., and Fernández-Álvarez, J. P. (2014): "Coupled hydrogeophysical simulation of a pumping test in an unconfined aquifer and its associated gravimetric anomaly". In *Mathematics of Planet Earth* (pp. 435-438). Springer Berlin Heidelberg.

Hantush, M. S. (1966): "Analysis of data from pumping tests in anisotropic aquifers". *Journal of Geophysical Research*, **71**(2), 421-426.

Hantush, M. S., and Thomas, R. G. (1966): "A method for analyzing a drawdown test in anisotropic aquifers". *Water Resources Research*, **2**(2), 281-285.

Herckenrath, D., Auken, E., Christiansen, L., Behroozmand, A.A. and Bauer-Gottwein, P. (2012): "Coupoled hydrogeophysical inversion using time-lapse magnetic resonance sounding and time-lapse gravity data for hydraulic aquifer testing: Will it work in practice?". *Water Resources Research*, **48**, W01539, doi:10.1029/2011WR010411.

Heilweil, V. M., and Hsieh, P. A. (2006): "Determining anisotropic transmissivity using a simplified Papadopulos method". *Ground water*, **44**(5), 749-753.

Kruseman, G. P., and Ridder, N. A. (1990). "Analysis and evaluation of pumping test data". *ILRI publication*, (47).

Leirião, S., He, X., Christiansen, L., Andersen, O. B., and Bauer-Gottwein, P. (2009): "Calculation of the temporal gravity variation from spatially variable water storage change in soils and aquifers". *Journal of Hydrology*, **365**(3-4), 302–309.

Mathias, S. A., and A. P. Butler (2007): "Flow to a finite diameter well in a horizontally anisotropic aquifer with wellbore storage", *Water Resources Research*, **43**, W07501, doi:10.1029/2006WR005839.

Mutch, R. D. (2005): "A Distance-Drawdown Aquifer Test Method for Aquifers with Areal Anisotropy". *Groundwater*, ***43***(6), 935-938.

Neuman, S.P. (1972): "Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed gravity response". *Water Resources Research*, **8**(4), 1031-1045.

Neuman, S. P., Walter, G. R., Bentley, H. W., Ward, J. J., and Gonzalez, D. D. (1984): "Determination of horizontal aquifer anisotropy with three wells". *Ground Water*, **22**(1), 66-72.

Papadopoulos, I.S. (1965): "Nonsteady flow to a well in an infinite anisotropic aquifer". Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Proc Dubrounik Symposium of the Hydrology of Fractured Rocks, 21-31.

Poeter, E.P., 1990. A new tool: delineation of textural heterogeneities in unconfined aquifers, using microgravity surveys during pumping. Bulletin of the Association of Engineering Geologists, 27, 315-325.

Quiñones-Aponte, V. (1989): "Horizontal Anisotropy of the Principal Ground-Water Flow Zone in the Salinas Alluvial Fan, Puerto Rico". *Ground Water*, **27**(4), 491-500.

Sandberg, S. K., Slater, L. D., and Versteeg, R. (2002): "An integrated geophysical investigation of the hydrogeology of an anisotropic unconfined aquifer". *Journal of Hydrology*, **267**(3), 227-243.

Scintrex Limited (2009): "Scintrex Autograv System Operation Manual", Ontario, Canadá, 304 pp.

Yeo, I. W., and K.-K. Lee (2003): Analytical solution for arbitrarily located multiwells in an anisotropic homogeneous confined aquifer, Water Resour. Res., **39**(5), 1133, doi:10.1029/2003WR002047.

Tomografía eléctrica aplicada a la investigación del paleolago de La Larri y el karst de La Estiva (Valle de Pineta, Pirineos)

Electrical tomography applied to research the La Larri paleolake and the karst of La Estiva (Pineta Valley, Pyrenees)

P. Ibarra [(1)], F.M. Rubio [(1)], A. Salazar-Rincon [(1)], P. Mata-Campo [(1)], M.T. Rico-Herrero [(2)], B.L. Valero-Garcés [(2)], B. Oliva-Urcia [(2)]

[(1)]Instituto Geológico y Minero de España (IGME), c/ La Calera, nº1 – 28760 Tres Cantos (Madrid), p.ibarra@igme.es
[(2)]Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus Aula Dei, Avda. Montañana, 1005 – 50059 Zaragoza

SUMMARY

The valley of Llanos de La Larri in Ordesa National Park (Huesca Pyrenees) forms a unique structure, as a complex tectonic window and as a type sedimentary yuxtaglaciar regarding Pineta main glacier valley. In the final phase of the last glacial cycle, the lateral moraine of the main glacier retained a lake. Its filling and latter breaking emptied it and opened an long valley, where there have been carried out several geomorphological, stratigraphic and geochronological studies in order to limit the extent and disposition of the lake and its chronology during the final glacial maximum. In this context, two electrical tomography profiles were conducted (longitudinal and transverse to the axis of the valley) to characterize and define the fillers and sedimentation. In them, it was possible to distinguish precisely the scope of the different types of sediments and alluvial and colluvial fills as well the lacustrine sediments.
In parallel, an additional profile was made at nearby sinkhole-polje of La Estiva , in a very different geological context with an atypical filling structure formed at the contact between the strongly karstified Cretaceous limestones and Devonian shales. The purpose is to characterize the filling between the two and try to explain the origin of the structure in combination with other geological and stratigraphic data.
The goal of both works is the good characterization of both problems with a well known method to obtain high-resolution images.

1. INTRODUCCIÓN

Dentro del marco de ayudas para la investigación relacionada con la red de Parques Nacionales, el proyecto HORDA (Dinámica glacial, clima, y vegetación en el Parque Nacional de Ordesa-Monte Perdido durante el Holoceno) ha abordado entre otros temas el estudio de varios lagos y cubetas del parque oscense.

De entre ellas, este trabajo se ocupa del paleolago de La Larri (Figura 1).y de la dolina-polje de La Estiva (figura 2), ambos valles subsidiarios del Valle de Pineta (Río Cinca) por tratarse de dos estructuras singulares vinculadas de distinta forma al último glaciarismo pirenaico

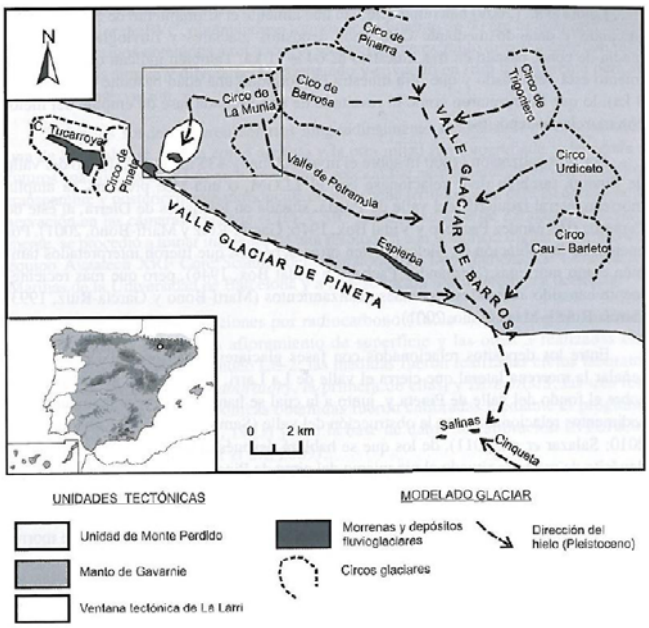


***Figura 1* - Situación del Valle de La Larri (recuadro) respecto del sistema glaciar de Pineta-Monte Perdido.**
(La Larri Valley position –inside the box- over Pineta glacier system)

2. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN EL VALLE DE LA LARRI

El valle de los Llanos de La Larri, en el límite nororiental del Parque Nacional de Ordesa (Pirineo Oscense) forma una singular estructura a unos 1600m de altura, a la vez como ventana tectónica y como complejo sedimentario de tipo yuxtaglaciar respecto al valle glaciar principal de Pineta. El valle se encuentra en el tramo medio del barranco de La Larri, antes de su confluencia con el río Cinca en el Valle de Pineta, lo que sucede casi 400metros más abajo.



Figura 2 - . Valles de La Larri y La Estiva, sobre el Valle de Pineta.
(La Larri and La Estiva Valleys over Pineta Valley)

En la fase final del último ciclo glaciar, la morrena lateral de éste, retuvo un lago asentado sobre el valle de Lalarri, el cual, a su vez, formaba una cubeta entonces ya carente de aporte glaciar relevante como había sido en el máximo precedente (por entonces, el glaciar bajante de La Munia ya no era confluente con el de Pineta). Este lago sufriría un vaciado tras su propio relleno y posterior rotura de la morrena por erosión, dejando al descubierto varias terrazas que muestran parte de su modelo deposicional. El

valle abierto resultante contiene por tanto un registro sedimentario de importancia, procedente del paleolago y su ambiente circundante, circunscrito a la última fase glaciar posterior al último máximo glaciar local, que tuvo lugar hace 65 ka (Lewis et al, 2009).

En este ámbito, dentro del proyecto HORDA se han realizado diversos estudios, geomorfológicos, estratigráficos y geocronológicos a fin de delimitar la extensión y disposición del antiguo lago y su ubicación temporal precisa, posteriormente al final del máximo glaciar. En este contexto, se realizaron 2 perfiles de tomografía eléctrica (longitudinal y transversalmente al eje de la cubeta de La Larri, según Figura 3), para caracterizar y delimitar los materiales de relleno y sedimentación. En ellos, se ha podido discriminar y delinear con precisión el alcance de los distintos tipos de sedimentos, lacustres, glaciares y rellenos aluviales y coluviales y su encaje sobre el basamento cristalino.

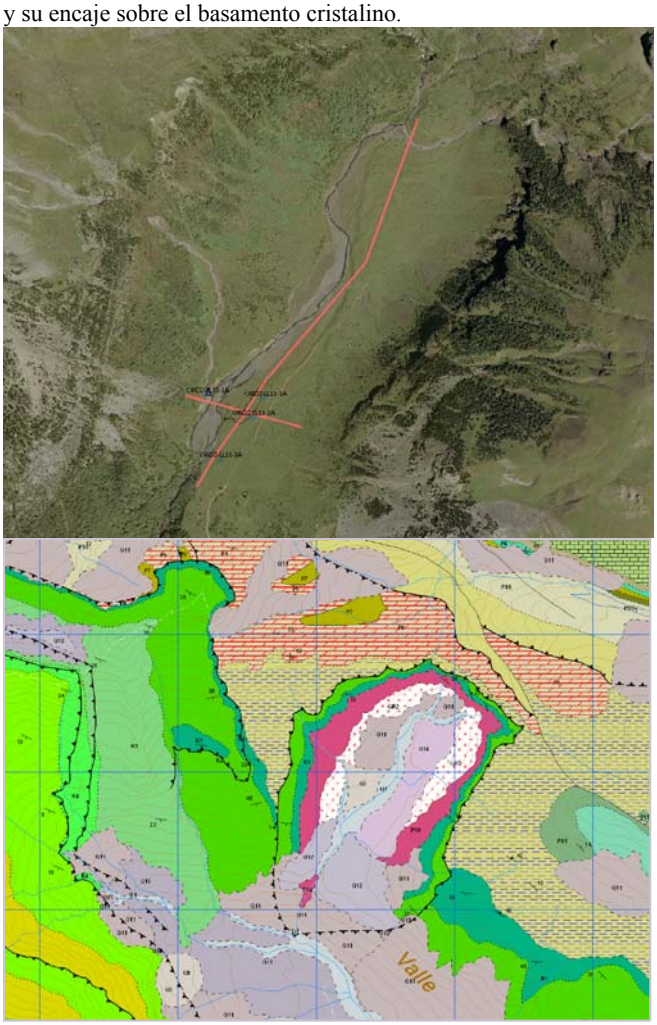


Figura 3 - Posición de perfiles electricos y sondeos mecánicos del Valle de La Larr y mapa geológico de la ventana tectónica.
(Position of electrical profiles and boreholes in the La Larri Valley, and geological mapy)

Los Llanos de La Larri presentan una orografía singular, producto de la acción erosiva fluvial y glaciar, así como de su encaje dentro del macizo de La Munia. De menos de 2 kilómetros de longitud y unos pocos cientos de anchura, discurre en sentido suroeste de forma perpendicular al valle de Pineta, sobre el que queda colgado más 300 metros por encima, de modo que en origen estaba constituido por un glaciar de menor aporte, subsidiario del de Pineta, que descendía del macizo de La Munia de forma irregular en trazado y desnivel. El glaciar excavó el valle típicamente en U, abriendo a su vez una ventana tectónica en la que aflora un ojal de materiales graníticos paleozoicos. Una vez que comenzó la disminución de aporte tras el máximo glaciar local, el glaciar de Pineta lo cerró con su morrena lateral formando el lago que nos ocupa. Éste se colmató dejando una serie de terrazas colgadas sobre el valle una vez que el río resultante comenzó a encajarse sobre los mismos sedimentos lacustres y glaciares (García Ruiz y Martí Bono, 2001; Samsó, 2013). Dichas terrazas constituyen una importante secuencia sedimentaria continua de una fase posterior al máximo glaciar local, desde los 35 ka hasta su colmatación hace unos 11 ka (y posterior a la retirada del propio glaciar de Pineta hace 13,5ka) que incluyen sedimentos lacustres así como sedimentos deltaicos progradantes que provienen del aporte proximal en el valle. La primera fase de estudio comprendía el reconocimiento estratigráfico de las terrazas y afloramientos, apoyado por la perforación de 3 sondeos mecánicos con recuperación de testigo continuo de entre 8 y 18 m de profundidad, en los que se han obtenido 4 dataciones por radiocarbono (Salazar et al, 2011 y 2013).

Dado que los sondeos no habían cortado la totalidad de la serie lacustre, ni cubrían una parte amplia de la cubeta, se puso de manifiesto la necesidad de recurrir a métodos geofísicos para delimitar con mayor amplitud la extensión, profundidad y carácter de los sedimentos, así como evaluar la representatividad de las muestras. Entre ellos, la tomografía eléctrica permite, a través de la resisitividad, obtener imágenes 2D de buena resolución para las profundidades que se barajan a priori en materiales donde es esperable un contraste de resisitividad, el cual puede estar basado en la litología, contenido en arcillas o en agua y porosidad.

Para ello, se realizaron 2 perfiles de tomografía eléctrica, uno en dirección longitudinal respecto del valle, con 1200m de longitud (5m de espaciado interelectródico) y otro aproximadamente transversal, de 400m (5m de espaciado), en la zona más distal de los rellenos. Ambos fueron realizados con el equipo ABEM Terrameter SAS 4000 y su sistema Lund Imaging, propiedad del IGME, con dispositivos Wenner y Schlumberger. Ambos perfiles fueron invertidos con el program Res2Dinv de M.H. Loke (Geotomo), utilizando el modo “robust constrain”, más adecuado para delimitar contactos netos. Los resultados con dispositivo Schlumberger, considerados de mejor calidad, se muestran con sus respectivas interpretaciones en la figuras 4 (transversal) y 5 (longitudinal).

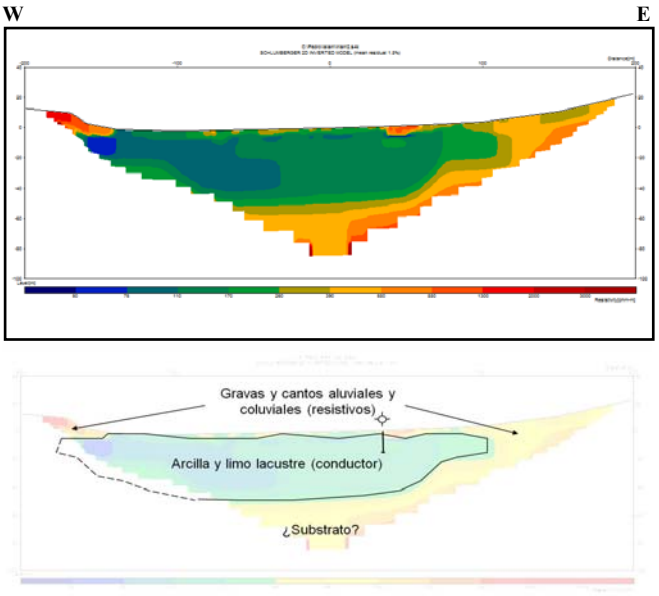


***Figura 4.* Perfil geoeléctrico transversal en el Valle de La Larri.**
(Electrical profile across La Larri Valley)

El perfil transversal de La Larri (Figura 4), de 400m de longitud, se ubica entre fuertes pendientes en sus extremos por efecto valle en U, por ello fue realizado con espaciado interelectródico menor, sacrificando profundidad de investigación, lo que sin embargo aumenta la resolución. En él, se muestra un cierto contacto entre los rellenos sedimentarios diversos, fluviales, lacustres y glaciares, relativamente conductores, y el substrato

más resistivo (hasta 1000 ohm.m), supuestamente paleozoico. Éste substrato no se muestra nítidamente pues su profundidad es similar a la de investigación en este perfil y además parece existir una zona de transición gradual de resistividad.

Dentro del relleno sedimentario puede distinguirse un nivel continuo bastante conductor (unos 100 ohm.m) que estaría conformado por arcillas y limos lacustres, encajados lateralmente por niveles más resistivos (hasta 500 ohm.m), que corresponderían a niveles de gravas y cantos secos de carácter coluvial. Estos materiales delimitan el lago y se trataría de abanicos, conos de deyección y derrubios procedentes de las laderas muy pendientes.

En el perfil se muestra cierto basculamiento de los niveles más conductores hacia el lado oeste que es por donde discurre actualmente el río de La Larri y donde afloran las terrazas lacustres (aquí, con carácter fuertemente resistiente debido a su sequedad, pues quedan hoy colgadas a mayor altura, ver figura 6) y sedimentación fluvial. En cualquier caso, el perfil parece mostrar también la geometría del paleolago.

Lo más notable es el contraste entre el relleno lacustre muy conductor y el sustrato muy resistivo, entre los cuales también parece existir una zona de transición con resistividades medias. Esto se explica con más detalle en el perfil longitudinal siguiente.

El perfil longitudinal fue realizado con el espaciado electródico de 15m, pues las dimensiones del valle en esta dirección lo permiten. El extremo sur fue emplazado sobre la morrena lateral en su cambio de pendiente hacia el valle de Pineta y el norte sobre algunos abanicos situados al fondo del valle, en la zona de circo, alcanzando la mayor profundidad de investigación (200m) bajo el centro del dispositivo. El perfil corta al perfil transversal en las proximidades del sondeo LL2, según se denota en la figura 5.

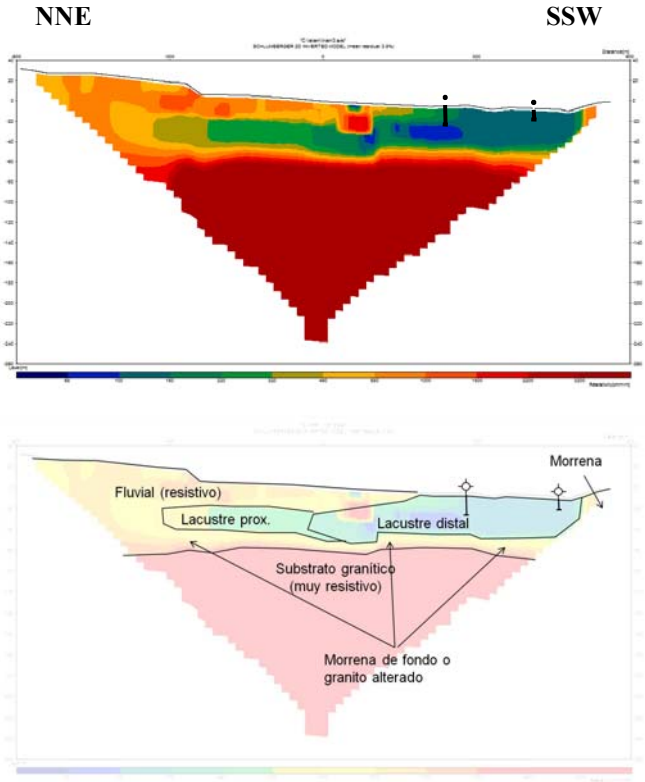


Figura 5. **Perfil eléctrico longitudinal al eje mayor del valle de La Larri** ***(Electric profile along main axis of La Larri Valley)***

Este perfil confirma y aclara lo obtenido en el anterior: un nivel altamente resistivo inferior (1500-300 ohm.m), sobre el que descansan niveles de menor resistividad que podemos hacer corresponder con varias litofacies.

El substrato resistivo corresponde a niveles graníticos paleozoicos (los pertenecientes a la ventana tectónica) que deben presentar escasa alteración, por lo que debemos suponer que constituyen la base erosionada sobre la que se desplazaba el primitivo glaciar de La Munia, no existiendo por tanto sedimentos preglaciares. Por encima, pueden diferenciarse materiales como gravas y arenas de carácter aluvial (sobre los 500-1000 ohm.m de media) sobre todo hacia la cabecera del valle, mostrando una cierta progradación que se corresponde con el avance de los abanicos aguas abajo. Además, encontramos un claro nivel conductor horizontal que podemos atribuir a sedimentos más finos, arcillas y limos, que alcanzan en la zona central un mínimo cercano a 50 ohm.m. Por su contenido en arcilla y agua, (es la zona bajo el río), la resistividad baja notablemente, lo que en correlación con los sondeos, podemos atribuir estos materiales a sedimentos lacustres.

La geometría del relleno puede delimitarse con claridad, alcanzando un espesor medio de sedimentos de 60m en la zona central y una suave pendiente similar a la superficie actual, que podría asemejarse a la del glaciar. Aún más, podemos distinguir una graduación de la sedimentación fluvial y lacustre por el leve cambio de resistividad, progresivamente menor hacia el sur que se justificaría con el progreso del relleno del paleolago en esa dirección y sentido, de forma que encontraríamos mayor acopio de sedimentos lacustres hacia la zona distal, como parece esperable (progradación) y mayor proporción de sedimentos fluvio-deltaicos hacia la zona proximal, así como hacia techo, como ocurre en el sondeo LL2.

La figura 6 muestra un ejemplo de este tipo de sedimentos, bien reflejados en el perfil geoeléctrico (Salazar et al, 2011 y 2013), que pueden ser seguidos en los cortes geológicos obtenidos en la zona distal.

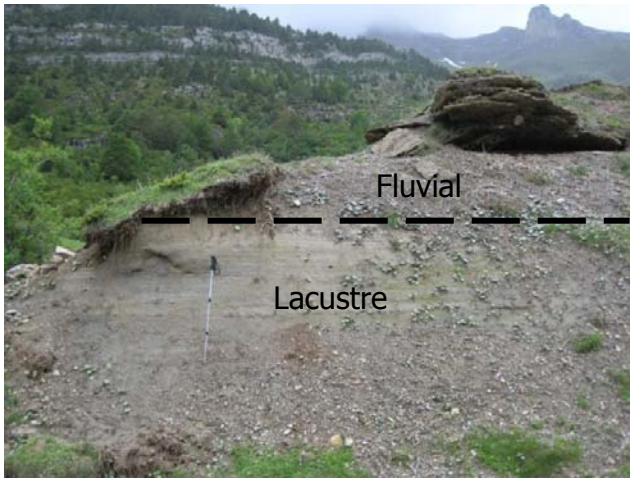


Figura 6. **Imagen de sedimentos fluviales sobre otros lacustres en la terraza colgada del lado norte del valle de La Larri, zona distal.** ***(Fluvial sediments resting on lacustrinesediments in the north side of the hanging terrace, distal area)***

En el extremo sur aún se aprecia un brusco cambio de resistividad a valores más elevados, que se corresponde con los materiales de la morrena que asoma en el extremo del perfil, fácilmente identificable por el cambio de la topografía. El nivel resistivo es de tipo intermedio.

Por último, también apreciamos una cierta gradación o cambio de resistividad bajo los sedimentos del lago. Aunque el contacto con el substrato rocoso parece bastante nítido, aun puede intuirse la presencia de resistividades intermedias, que podrían atribuirse a granitos alterados o bien a morrenas de fondo (tillitas basales) del primitivo glaciar, con espesores de hasta 15-20 m, de forma similar a lo encontrado en otros sistemas similares en el Pirineo (Bordonau, 1993), y que también puede ser intuido con más claridad en el perfil transversal como una zona de resisitividad de transición entre la conductora y la más resistiva. Estos valores están en consonancia con los de la morrena lateral que cierra el valle. Estos niveles corresponderían a depósitos más cercanamente relacionados con el máximo glaciar, aunque posteriores y probablemente, los de mayor antiguedad en la cubeta de La Larri.

3. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN LA ESTIVA

El caso del valle colgado de La Estiva es radicalmente distinto, aun encontrándose a relativamente poca distancia del valle de La Larri. Se trata de una estrecha depresión alargada según un eje mayor paralelo al Valle de Pineta, sobre el que cuelga, casi 1000m por encima. Se trata de un valle tipo polje endorreico pero con carácter marginal, pues descansa en un contacto entre calizas cretácicas muy karstificadas y pizarras del Devónico Superior. Las primeras presentan una cresta monoclinal que amuralla el valle separándolo del de Pineta mientras la ladera opuesta es una suave pendiente de materiales aflorantes y derrubios procedentes de deslizamiento, de modo que su morfología es atípica, pues parece un relleno sedimentario pero a la vez una estructura kárstica con materiales deslizados; todo ello motivó la realización de varios estudios a fin de caracterizar la estructura y explicar su complejo origen.

Un sondeo mecánico fue perforado en el punto más bajo del polje (ver figura 9), un punto singular, alcanzando hasta 22 m de profundidad con resuperación de testigo continuo, obteniendo un contenido de sedimentos fluviolacustres que conforman una serie cuasi-continua de 7 ka, pero sin alcanzar un fondo o substrato rocoso. El sondeo está emplazado unos metros hacia las calizas respecto del punto central del dispositivo eléctrico.



Figura 7 **- Valle de La Estiva y perfil eléctrico longitudinal de 600m (línea roja, extremo oeste a la derecha). Las calizas presentan una cresta abrupta sobre el polje y las pizarras una pendiente más suave, desde donde se hizo la toma.** ***(The Valley of La Estiva and longitudinal electric profile 600m long, -red line, looking westwards-. The limestones have a sharp crest on the left side of the polje and the devonian shales lie in a gentle slope from where the shot was taken)***

En este entorno, la tomografía eléctrica resulta de interés para delimitar y caracterizar el espacio sedimentario del polje y tratar de explicar el complejo origen de la estructura. Sin embargo sus dimensiones muy excéntricas, pues el valle tiene una longitud de casi 1,5 km y una anchura que no llega a los 150m impiden la realización de un perfil "lógico" que corte la estructura perpendicularmente a su dirección. La escasa anchura y la terminación lateral en cresta "hog-back" de alta resistencia de contacto y las fuertes pendientes laterales dificultan un estudio al uso con un desarrollo mínimo.

Así, se realizó un perfil en dirección al eje mayor, según se muestra en la figura 7, de fácil ejecución, pero que podía presentar problemas laterales evidentes, debido a la diferente litología a cada lado de la línea y al buzamiento "en dirección" de las estructuras presentes.

Se utilizó un dispositivo simple de 600m de longitud centrado en el punto más bajo, desplazado éste unos metros hacia las pizarras respecto del sondeo mecánico. Se utilizó un espaciado interelectródico de 15m y medido con esquema Schlumberger y modo de mayor resolución. El procesado e inversión se realizó de nuevo con Res2Dinv en inversión de tipo robusto.

El resultado de las medidas se muestra en la figura 9, que incluye debajo la interpretación litoestratigráfica, frente a la posición del sondeo. Éstas, de nuevo presentan un substrato muy resistivo con forma de cubeta sobre el que descansa una serie de sedimentos más conductores. De entre ellos, puede distinguirse un nivel central muy conductor (50-100 ohm.m), centrado junto al sondeo mecánico, formado por arcillas, limos y gravas, según se deduce de la columna obtenida. Lateralmente a este nivel, la resistividad del sedimento es mayor, en torno a 150-300 ohm.m, que sugiere un ambiente aluvial, posiblemente conformado por arenas y gravas, que en el momento de las mediciones estaban muy secas. De ello se deduciría que la estructura funciona actualmente como una especie de polje, con ocasional acumulación de agua en su centro que justifica la presencia de arcillas y limos y resistividades más bajas y lateralmente la estructura se estaría colmatando además con arenas y gravas arrastradas desde las laderas, sobre todo desde el "lado devónico", que justifican el aumento de resistividad respecto del punto más bajo.

Salvo en el centro de la dolina, no hay niveles fuertemente conductores, que podrían formar arcillas de descalcificación que impermeabilizarían el sistema; de ello se deduce que no existe ni ha existido una laguna de entidad, lo que parece indicar que el aporte es bajo o el funcionamiento como polje es reciente. En este sentido, se ha sugerido que el valle funciona como polje de forma reciente motivado por la disminució de aportes de escorrentía que fueron más importantes en el pasado y que se redujeron por efecto de la obturación del valle por deslizameinto de los niveles devónicos (Mata y Valero, 2012).



Figura 8. **Perforación de sondeo mecánico de 22m de profundidad con testigo continuo en el punto bajo del"polje" de La Estiva**
(Drilling a well to 22m deep in La Estiva "polje" lowest point)

Respecto del substrato resistivo, los valores obtenidos son elevados (>2000 ohm.m), pero su procedencia es difícil de distinguir. Tanto las pizarras de un lado como las calizas secas del otro están en consonancia con los valores encontrados. Por la disposición de las formaciones parece que la resistividad del substrato se debería a las pizarras devónicas sobre todo en la zona central del dispositivo y quizá las calizas tuvieran alguna influencia conjuntamente a las pizarras en los extremos.

Un aspecto que sí resulta claro es la geometría del relleno, al menos en la zona central del dispositivo (en los extremos, la influencia de laderas resistivas muy cercanas puede distorsionar la medida), de modo que el substrato se alcanzaría solo unos 5-10m más abajo del punto inferior del sondeo. Considerando el leve desplazamiento relativo entre sondeo y línea geofísica y los buzamientos hacia el sur de las formaciones en contacto, quizá podrían obtenerse algunos metros más de columna justo debajo del sondeo mecánico. Es decir, aproximadamente bajo el sondeo se estima una potencia máxima de sedimentos de relleno de unos 30m, que sería la máxima para toda la cubeta.

Dados los buzamientos presentes, la geometría que se presenta es la existente debajo de la línea del perfil y no es extensible a toda la cubeta.

Adicionalmente, se aprecia algo al este del sondeo que el resistivo rocoso parece tener unos valores algo menores dentro de un fondo resisitivo más alto (entorno a 1000 ohm.m frente a los

3000ohm.m), y dada su forma de "canal" sería interpretable (con reservas) como una posible zona de drenaje del polje.

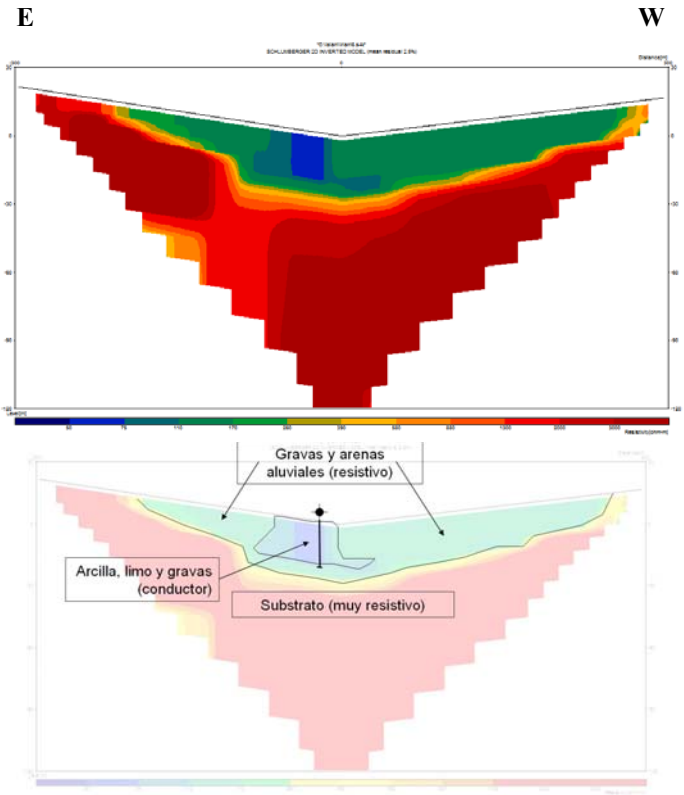


***Figura 9* - Perfil geoeléctrico longitudinal al eje mayor del valle de La Estiva.**
(Electric profile along main axis of La Estiva polje).

4. CONCLUSIONES

El método de tomografía de resistividad (ERT) ha sido empleado para caracterizar y delimitar 2 ambientes sedimentarios próximos, aunque muy diferentes entre sí. En el valle de La Larri, el método funciona muy bien para explicar las diversas litofacies presentes en el valle procedentes de la colmatación progresiva del paleolago allí existente, delimtando su geometría 2D con notable precisión.

En el "*pseudo-polje*" de La Estiva, las dificultades derivadas de un entorno excéntrico han obligado a realizar un perfil opuesto a la lógica geofísica, obteniendo sin embargo buenos resultados con u solo perfil geoeléctrico, para delimitar la geometría, espesor y la litología del relleno, que ayudan a explicar el complejo origen de la estructura.

5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado gracias a la subvención concedida por el Organismo Autónomo de Parques Nacionales para la realización del Proyecto HORDA ("Dinámica glacial, clima y vegetación en el Parque Nacional de Ordesa-Monte Perdido", referencia 083/2009), del que este trabajo forma parte. Agradecemos asimismo al personal del Parque la ayuda prestada para la realización de estos trabajos.

6. REFERENCIAS

Bordonau, J., "The Upper Pleistocene ice-laterall till complex of Cerler (Esera Valley,central southern Pyrenees)". *Quaternary International 18*, 5-14

Calvet, M. "Quaternary Glaciation of the Pyrenees, en Quaternary Glaciations , Extent and Chronology, Part I: Europe". *J. Elhers and P.L. Gibbard, elsevier, Amsterdam*, pp 119-128

García-Ruiz J.M. y Martí-Bono, C.E. "Mapa Geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido". *Ministerio de Medio ambiente-OAPN, Madrid, pp 106 pp y mapa escala 1:25000*

Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E.J., "Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers NE Spain) based on OSL dating and soli stratigraphy", *Global and Planetary Change, 67*, 141-152.

Loke, M..H. *Res2Dinv. SW comercial por Geotomo Software, Malaysia* 1995-2012

Mata-Campo, M.P., Valero-Garcés, B.L., "Dinámica glaciar, clima y vegetación, en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Proyecto HORDA)", *Jornadas de seguimiento de proyectos de investigación en la Red De Parques Nacionales de España*, 26, 27 y 28 de septiembre de 2012. Matalascañas, Huelva

Salazar, A., Mata, P., Valero-Garcés, B.L., "Late glacial lacustrine sediments in La Larri, (Pineta Valley, Pyrenees, N.Spain)" en *28th IAS Meeting of Sedimentology, Zaragoza*,, 2011 Abstracts, pp. 28760-28760,.

Salazar-Rincón A., Mata-Campo, M.P., Rico-Herrero, M.T., Valero-Garcés, B.L:, Oliva-Urcia, B., Ibarra, P., Rubio F:M., Grupo Horda, "El paleolago de La Larri, (Valle de Pineta, Pirineos): significado en el contexto del último máximo glaciar en el Pirineo". *Cuadernos De Investigación Geográfica, Universidad de La Rioja, Tomo 39 (1), Año 2013*. ISSN: 0211-6820

Samsó, J.M., "Mapa geológico del Parque Nacinal de Ordesa-Monte Perdido (escala 1:25000)", 2013, IGME, Madrid

Uso de técnicas geofísicas (GPR y ERT) para caracterizar ambientes dunares
Using geophysical techniques (GPR and ERT) to characterize dune environments

Ángela Mártinez[1]; Mercedes Solla[2]; Natalia Caparrini[1]; Susana Lagüela[1]
(1)Departamento de Ingenieria de los Recursos Naturales y Medio Ambiente. Universidad de Vigo. Rúa Maxwell s/n. Campus Lagoas Marcosende. 36310 Vigo. Spain. m.g.angela@hotmail.com
(2)Centro Universitario de la Defensa (Universidad de Vigo). Escuela Naval Militar. Plaza de España, 2. 36920 Marín. Spain. merchisolla@cud.uvigo.es

SUMMARY

The coast in Galicia is suffering modifications due to the fast growing of the coastal cities dedicated to industry, fishing and commercial services. Because of this transformation, beach-dune systems have been seriously affected, fact that, together with climatic change, provokes the erosion of the coast. The beach of Samil is the greatest sandy area and with the most touristic importance in the city of Vigo, which more than 40 years ago was subjected to an intense urbanization process which destroyed the large dune ridge for the construction of infrastructure. The fight against climate change and coastal erosion implies the recuperation of the dune ridges, so that the beach-dune system reaches a new equilibrium. In order to perform the geomorphologic restoration of the dunes, it is essential to know the extension and the thickness of sand available, for the delimitation of the restoration area and the estimation of the volume of sedimentary contribution. In this work, a geophysical study is presented, integrated by Ground Penetrating Radar (GPR) and Electrical Resistivity Tomography (ERT) of the dunes buried in the beach of Samil. The 3D reconstruction of the profiles measured provides information to determine the physical and geometric properties of the structure of the dune in depth. The combined interpretation of the two techniques provides knowledge about the model of the deposit, and allows the reconstruction of the morphology of the dune system through the identification of the different stratigraphic units. This will allow the delimitation of the area where the coastal sandy sediments have been buried, and consequently act towards the regeneration of the dunes.

1. INTRODUCCIÓN

Las dunas son las reservas de arena que necesitan las playas, para poder afrontar los episodios extremos, como grandes temporales o mareas vivas, en donde el mar arrastra los sedimentos y modifica el perfil trasversal de la playa, erosionándolo y disminuyendo su pendiente para poder absorber la energía incidente del oleaje. Así, las dunas y las playas intercambian sedimentos para conseguir un equilibrio en su balance sedimentario. El sistema playa-duna, constituye la frontera entre el mar y la tierra, por tanto su conservación y/o recuperación es fundamental para la seguridad de la población, al actuar este sistema como una barrera natural de protección costera que frena la penetración de los temporales tierra adentro.

Las playas funcionan como un sistema dinámico debido a los cambios topobatimétricos que sufren bajo la acción del oleaje, corrientes y viento. La arena se origina como resultado de la erosión de las rocas (Martínez M.L., 2009.), por lo tanto la naturaleza química y física de la arena de las costas depende del material del que se originó. El sistema playa-duna, ha sido objeto de numerosas investigaciones como Cambers G. (2002), Cohen O. et al(2007), Medina R.et al. (2001) ó la de Mollerato D. et al. (2004), todos los autores abordan la problemática de la tendencia a la erosión de las playas, con metodologías y técnicas variadas, dada la complejidad de investigación de un sistema tan cambiante.

El ascenso del nivel del mar y el aumento de la frecuencia de temporales cada vez más agresivos, son dos de los efectos que provoca el cambio climático (Jacques G., 2005), por lo que según el Manual de Restauración de Dunas Costeras de la Dirección General de Costas resulta clave salvaguardar los sistemas dunares y cordones litorales, asegurando sus funciones, y fortaleciendo su capacidad ante los desafíos del cambio climático y restaurar y recuperar aquellos que han desaparecido o han sido gravemente dañados, pues la existencia de las playas en un futuro muy próximo depende de ello.

La reciente modificación de la Ley 22/2013 de 28 de julio (Ley de Costas), incorpora regulaciones específicas para afrontar con garantías la lucha contra los efectos del cambio climático en el litoral, y en un plazo de dos años tiene previsto elaborar una estrategia para la adaptación de la costa a los efectos del cambio climático que se someterá a Evaluación Ambiental Estratégica, en la que se indicaran los distintos grados de vulnerabilidad y riesgo del litoral proponiendo medidas para hacer frente a sus posibles efectos

Las actuaciones de regeneración en dunas, deben realizarse después de, o a la vez que se produce la eliminación total o la reducción a niveles compatibles de las causas que han conducido a la alteración del sistema dunar.

Los procesos de regeneración de dunas, se pueden dividir, a grandes rasgos, en tres fases: restauración geomorfológica, restauración de la cubierta vegetal y adecuación del area restaurada a los usuarios. Un ejemplo de restauración de dunas costeras que ve su comienzo en 1988, lo encontramos en La Devesa de la Albufera de Valencia, la que a lo largo de los años 60, fue perdiendo sus diferentes sistemas dunares, durante un intenso proceso urbanizador que incluyó la construcción de un paseo, aparcamientos, viales, urbanizaciones y otras infraestructuras.

La reconstrucción de dunas se realiza en zonas donde el cordón dunar ha sido eliminado total o parcialmente o bien está fragmentado longitudinalmente por ejemplo por la construcción de paseos. La primera fase se inicia con la reconstrucción topográfica del cordón, adoptando una morfología lo más parecida a la que existía primitivamente. La metodología más utilizada para la reconstrucción de cordones dunares consiste en la utilización de sistemas pasivos de captación y fijación de arena. Este método sustituye la función que, de forma natural, ejerce la vegetación pionera en la formación de dunas. En otros casos, cuando el sistema dunar se encuentra en un estado muy degradado o la topografía es muy irregular, se realiza un de movimientos de tierras mediante maquinaria, en muchos casos se necesitan aportes exteriores de sedimentos.

Para la restauración geomorfológica de dunas, es imprescindible conocer la extensión y potencia de arena disponible, para delimitar la zona de restauración y estimar el volumen de aporte sedimentario, causando el menor daño posible sobre el terreno, lo que acentúa la importancia de los métodos geofísicos de prospección. Los proyectos de regeneracion de dunas y/o sistemas playa-duna son cada vez más numerosos e importantes a nivel mundial, como por ejemplo Marie-Hélène Ruz, (2006), Rebola J. (2007) o Cearreta A. et al (2007).

La aplicación de tecnicas geofisicas en los sistemas arenosos costeros, como tecnicas no destructivas, son muy apropiadas, ya que contribuyen a preservar el alto valor ambiental de estos espacios, no causan ninguna alteracion sobre el terreno ni sobre su entorno y proporcionan valiosa informacion del terreno en profundidad.

La aplicación del georadar en dunas ha sido utilizada en estudios anteriores, como es el caso de González-Villanueva R. et al (2011), en las dunas de Corrubedo, con el objetivo de identificar las facies y unidades estratigraficas principales. La tomografía eléctrica de resistividad, es quizás menos conocida en este campo, las referencias son por lo tanto escasas, entre las que destacamos la de Alcántara-Carrió J. et al (2007) para la determinación del espesor de arenas en el campo dunar de Maspalomas.

2. ZONA DE ESTUDIO

La playa de Samil, es el arenal más grande en la ciudad de Vigo (NW de España) y de mayor peso turístico, con unos 1.200 m de longitud, se puede clasificar morfogenéticamente como una playa anclada en los dos extremos (López B.; Pérez A., 2006). Es una playa con geometría en planta rectilínea con ligeras curvaturas en los extremos producidas por la difracción provocada por los extremos rocosos, la dinámica transversal es superior a la longitudinal, es una playa abierta, con intensidades eólicas y marinas intermedias, ya que las Islas Cíes situadas enfrente, amortiguan la energía oceánica. Es una playa bien comunicada, con varios accesos por carretera, principalmente por la Avenida de Europa y se extiende desde la desembocadura del río Lagares hasta la playa de la fuente.

En la figura 1, vemos en planta la playa de Samil, las imágenes en blanco y negro se corresponden con ortofotografías de 1956 y las imágenes a color son del año 2008, se ha delimitado el área dunar original, sobre la que se realizaron múltiples construcciones como restaurantes, piscinas, aparcamientos, complejo deportivo, etc. La zona de estudio se sitúa en el extremo rocoso que linda con la playa de la fuente, donde mayormente de acumulan los sedimentos según la corriente de deriva litoral, resultado de la dirección del viento predominante de SW y favorecida por la orientación SW de la zona de estudio.

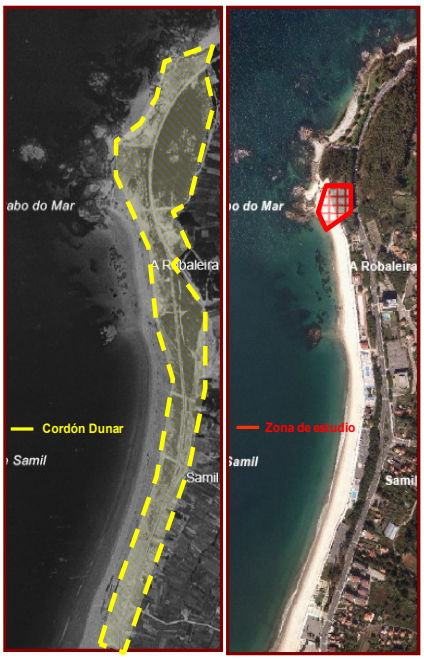


Figura 1*- Izquierda: ortofotografía (1956/57) Derecha: imagen actual (2008) con la zona de estudio.** ***(Left: orthophoto (1956/57). Right: current image (2008) with the area under study)

En la figura 2 se muestran diferentes tramos de la playa de Samil donde puede apreciarse la ocupación del cordón dunar preexistente por infraestructuras varias. Del análisis de evolución de ésta playa, mediante el estudio de fotografías antiguas del archivo Pacheco, ortofotografías de 1956 y fotografías oblicuas del 2008, obtenidas del POL Galicia, se estima en más de un 50% la superficie modificada del sistema playa-duna, que han ocasionado alteraciones como:

- Considerable reducción de anchura de playa que se traduce en importantes pérdidas de sedimento.
- Destrucción de dunas y por lo tanto ausencia de barreras naturales entre la costa y tierra adentro, además de perdida de sedimento.
- Destrucción de los ecosistemas primitivos.
- Modificación de la desembocadura del río Lagares, que actúa como barrera de sedimentos.



Figura 2* - Ocupación actual del cordón dunar preexistente en difrentes tramos de la laya de Samil.** ***(Current occupation of the existing dune ridge in different sections of the beach of Samil)

Sin embargo todo sistema natural tiende a alcanzar un nuevo equilibrio, en éste caso, ese equilibrio natural salta las barreras antrópicas e intenta ocupar su espacio primitivo, así es frecuente ver como la arena invade un tramo de paseo, quedando totalmente oculto, como muestra la figura 3. Es frecuente observar, después de un periodo tormentoso, como los sedimentos llegan incluso más allá del paseo de Samil, depositándose en la carretera.

Existe un Plan de Regeneración de la playa de Samil, con fecha de 20 de diciembre de 2011, la Dirección General de Costas realizó el Contrato de servicios "Recuperación del sistema dunar de la playa Samil", según fuentes de la Dirección General de Costas dada la coyuntura económica, éste proyecto aún no ha sido aprobado técnicamente ni sometido al preceptivo trámite de información pública, por lo que no hay fecha de aprobación de proyecto y por lo tanto tampoco de ejecución de obra.



Figura 3* - Detalle del paseo de la playa de Samil donde se acumula la arena tras periodos tormentosos. *(Detail of the promenade of the beach of Samil where sand is accumulated after stormy periods)

3. ADQUISICIÓN DE DATOS

Para el estudio se han integrado dos técnicas geofísicas: Radar de Penetración Terrestre (GPR) y Tomografía Eléctrica de Resistividades (ERT) ya que los resultados de ambas técnicas responden a diferentes propiedades eléctricas de los materiales del subsuleo como son la permitividad electrica y la conductividad electrica respectivamente lo que permitirá determinar la geometria y las propiedades físicas de la estructura de la duna en base a estas propiedades, y por lo tanto identificar los diferentes niveles de sedimentos arenosos costeros y poder actuar así, ante una regeneración de las dunas.

El área escogida es una zona de 38x15 metros con topografía llana que se sitúa en el extremo norte del arenal, sobre una zona verde arbolada, que linda con el paseo por una banda y con la Avenida de Europa por la otra (figura 4). Este área formaba parte del antiguo complejo dunar, ahora enterrado y fijado bajo una intensa vegetacion arborea.

Para la adquisición de datos GPR se realizaron perfiles paralelos en dirección X con un espaciado entre perfiles de 15 cm.

Se empleo un equipo RAMAC/GPR, fabricado por Malå Geoscience, se seleccionó una antena de 500 MHz debido a su óptimo compromiso entre penetración y resolución para el propósito de este trabajo. Esta frecuencia proporciona del orden de 6 m de penetración en profundidad (en condiciones óptimas), y una resolución espacial de 6,5 cm, teniendo en cuenta una velocidad media de la señal radar de 13,5 cm/ns tal y como se recoge en la bibliografía para medios de arena seca (Daniels, 2004).

La adquisición se realizó utilizando el common-offset mode (CO) con la polarización de la antena perpendicular a la dirección de recogida de datos. Usando el modo CO, la antena se mueve sobre la superficie en una dirección específica, mientras que se mantiene una distancia constante entre el transmisor y el receptor (18 cm para la antena 500 MHz). Las imágenes 2D obtenidas, llamadas radargramas, son representaciones gráficas XZ de las reflexiones detectadas. El eje X representa el desplazamiento de la antena a lo largo del perfil y el eje Z representa el tiempo recorrido por el pulso emitido (en términos de nanosegundos (ns)). Se seleccionó un intervalo entre trazas de 3 cm con una ventana de tiempo total de 90 ns y 522 muestras por traza (Annan, 2003; Jol, 2009). Se acopló un odómetro o rueda taquimétrica en la parte posterior de la antena como un instrumento de medición de distancia (DMI) para medir las longitudes de los perfiles, así como para controlar el intervalo entre trazas seleccionado a lo largo de cada perfil.

Estos datos se completaron con 4 perfiles de ERT paralelos y separados entre sí 5 metros con una distancia interelectrodica de 2,5 m. El dispositivo utilizado fue el Wenner debido a su buena resolución ante cambios verticales de resistividad y su alta fortaleza de señal (Ward, 1990). El equipo utilizado para el estudio mediante ERT fue un Tomógrafo 16G de la marca italiana PASI.

El ERT se basa en colocar a lo largo de un perfil un número elevado de electrodos que funcionan alternativamente como emisores de corriente o como receptores de potencial eléctrico. Tomando cuatro electrodos secuencialmente se inyecta una corriente eléctrica de intensidad I por medio de dos de los electrodos A y B y se mide la diferencia de potencial (ΔV) entre los otros dos (M y N) (Telford et al., 1990) y se calcula la resistividad aparente ρ_a, como el cociente entre la intensidad y voltaje medido multiplicado por un factor geométrico K que depende de la distancia entre electrodos.

Para construir una pseudosección de resistividades aparentes se requieren varias medidas, por lo que se desplazan lateralmente los 4 electrodos obteniendose un perfil de resisitividades a una profundidad dada, para aumentar la profundidad de investigación aumentamos la distancia entre electrodos y obtendriamos las ρ_a correspondiente a niveles del subsuelo a mayor profundidad. Los valores de ρ_a en los perfiles realizados constituyen la seudo sección de resistividad aparente en profundidad de los datos observados.



Figura 4*- Malla de adquisicion de datos. *(Data acquisition grid)

4. PROCESADO DE DATOS

Se ha realizado una reconstrucción tridimensional de la zona de estudio con el fin de mejorar la informacion proporcionada por las tecnicas empleadas.

Los datos GPR han sido procesados mediante el software ReflexW v.6.1 (Sandmeier, 2011), aplicando la siguiente secuencia de filtrado: corrección de tiempo cero, filtro temporal ("dewow"), ganancia ("gain function" función exponencial con componentes lineal y exponencial), filtro espacial ("subtracting average"), y un filtro paso banda ("Butterworth"). Dado que la zona no presenta relieve topográfico significativo, no fue necesario realizar corrección topográfica de los datos.

Una vez que los datos 2D se procesaron, se exportaron al módulo 3D del mismo software de procesamiento con el fin de crear un cubo 3D. Además del incremento equidistante de los perfiles, todos los radargramas se registraron con la misma distancia tanto de traza e incremento de tiempo, por lo que el cubo se generó sin interpolación. Esta interpretación 3D de datos permite la extracción de perfiles 2D en ambas direcciones

longitudinal y transversal con el fin de mejorar las correlaciones espaciales entre las capas sedimentarias en relación a la profundidad.

Los datos de resistividad aparente obtenidos en cada perfil de ERT se procesaron mediante el software de inversión RES2DINV. Este software utiliza la técnica de inversión basada en el método de suavizado por mínimos cuadrados con suavizado forzado para producir modelos 2D de resisitividad verdadera con la profundidad y utilizan para el proceso de inversión los datos de resisitividad aparente medidos (Loke y Baker 1996). El programa de inversión divide el subsuelo en un conjunto de pequeños prismas rectangulares intentando determinar los valores de resistividad de los prismas de tal forma que se minimice la diferencia entre los valores observados y calculados de resistividad aparente. La medida de esta diferencia es obtenida por medio del error de la raíz cuadrada (RMS). La primera iteración se usa para calcular el valor de la resistividad aparente, y la rutina de inversión se optimiza mediante una técnica no-lineal de mínimos cuadrados de forma iterativa para reducir el error RMS entre la medida y la calculada. En este caso se obtuvierno RMS entre 5 y 8% después de 5 iteraciones.

Para la reconstrucción 3D se ha empleado el software de interpretación RES3DINV. Aunque idealmente deben utilizarse dispositivos 3D (White el al., 2001), en la práctica y dado que en muchos dispositivos 3D los datos son tomados en lineas paralelas 2D (Chambers et al 2006), el software permite combinar datos de perfiles paralelos 2D en un archivo de datos 3D para realiazar la inversión y obtener el modelo 3D. El modelo 3D creado de coordenadas XYZ puede visualizarse en capas horizontales XY a distintas profundidades Z o en planos verticales XZ o YZ a varias distancias Y o X respectivamente (figura 5).

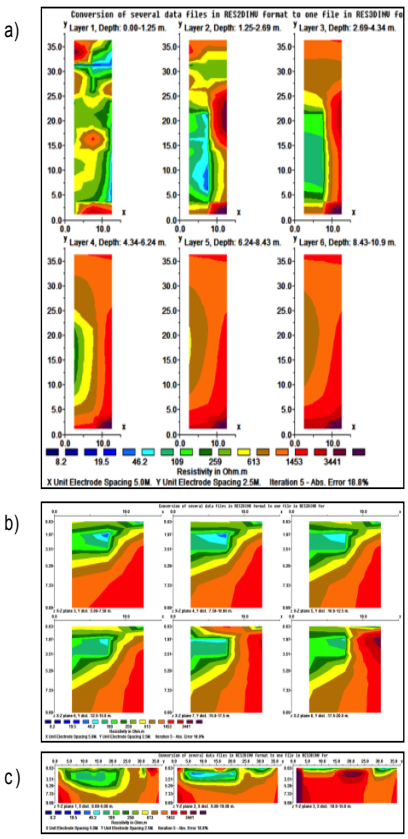


***Figura 5*-Secciones ERT 3D a) capas XY b) planos XZ c) planos YZ**
(3D ERT sections a) layers b) XZ planes c) YZ planes)

5. RESULTADOS

A partir de los valores de resistividadde de los perfiles de ERT se han podido caracterizar los materiales del subsuelo y determinar su geometría (figura 6a). Las secciones geoeléctricas obtenidas han alcanzado una profundidad máxima de 10 metros y muestran variaciones verticales y laterales. Estas variaciones informan sobre la estructuración geológica general de la zona. Se han establecido dos niveles geoeléctricos. El nivel superior con una resistividad media de 300 ohm*m y que se ha interpretado como las arenas de origen eólico que forman el sistema dunar de la playa, sin embargo dentro de este nivel se observan fuertes variaciones de resistividad que pueden corresponder con cambios en las características de las arenas como puede ser el contenido en agua o la porosidad aunque no se han podido delimitar claramente estas característsticas. El nivel inferior, con valores de resistividad altos (>1000 ohm*m) se correspondería con el sustrato rocoso neísico de la zona.

El modelo 3D de GPR nos permite identificar las unidades estratigráficas y la estructura interna de las mismas. El prisma 3D obtenido de los datos GPR se muestran en la figura 6b en forma de dos perfiles paralelos y uno transversal para una mejor interpretación. Éstos fueron interpretados basándose en estudio previos y en los principios de la estratigrafia mediante radar (Neal, 2004; Costas et al., 2006). Se han identificado dos unidades superiores correspondientes a depósitos de arena antiguos y recientes (U2 y U1, respectivamente) y un tercer nivel (U3) correspondiente al sustrato rocoso.

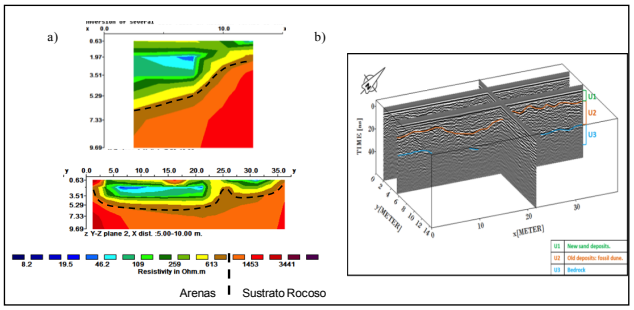


Figura 6-Resultados de la inteprretacion a) ERT y b) GPR. (Results of the interpretation a) ERT and b) GPR)

6. REFERENCIAS

Alcántara-Carrió J., Fontán A., Cólliga L., Álvarez J.A., Poveda J.M., Peña M.A. (2007):"Determinación geofísica del espesor de arenas en la reserva dunar de maspalomas. (Sur de Gran Canaria. Islas Canarias)". Resúmenes XII, Reunion Nacional de Cuaternario, Avila, 2pp.

Annan P. (2003): " GPR principles, procedures and applications". Sensors and Software Inc.

Cambers G. (2002): "Coping with Beach erosion". Unesco, 119pp.

Chambers, J.E., Kuras, O., Meldrum, P.I., Ogilvy, R.O. and Hollans, J. (2006): " Electrical resistivity tompographu aplied to geologic, hidrogeologic, and engineering investigations at former waste-disposal site". Geophysics, 71, B231-B239

Cearreta A., Monge-Ganuzas M., Iriarte E. (2007): "Proyecto de regeneración dunar en Laida (Reserva de la Biosfera de Urdaibai): Seguimiento y evaluación geológica". Forum de Sostenibilidad nº01/2007, de 83 a 93 pp ·

Cohen O.; Anthony J.E. (2007): " Gravel beach erosion and nourishment in Nice, French Riviera". Mediterranee, 108, 99-103 pp.

Costas, S., Alejo, I., Rial, F., Lorenzo, H., Nombela, M.A. (2006): "Cyclical evolution of a modern transgressive sand barrier in northwestern Spain elucidated by GPR and aerial photos" . Journal of Sedimentary Research, 2006, v.76, doi: 10.2110/jsr.2006.094.

Daniels D.J. (2004): " Ground penetrating radar". London: The Institution of Electrical Engineers.

González-Villanueva R., Costas S., Pérez-Arlucea M., Alejo I. y Rial F. (2011): "Evolución del sector dunar sur del complejo de Corrubedo". GEOGACETA, 50-2, 4pp.

Jacques G.; Le Treut H. (2005): "Climate change". Unesco, 175 pp.

Jol H.M., (2009): "Ground penetrating radar: theory and applications" Elsevier Science, 2009.

Ley Vega de Seoane C., Gallego Fernández J. B., Vidal Pascual C., (2007): "Manual de Regeneración de dunas". Ministerio de Medio Ambiente. Dirección General de Costas. NIPO: 310-07-082-1

Loke M.H. and Barker R.D. (1996): " Practical tecniques for 3D resistivity surveys and data inversion". Geophisical Prospecting, 44, 499-523

Marie-Hélène Ruz, (2006): "Coastal dune management on a shoreline subject to strong human pressure: the dunkirk area, northern france". Coastal Practice Notwork, 8 pp.

Martinez M.L. (2009): "Las playas y las dunas costeras: un hogar en movimiento". 187 pp.

Medeiros de Moura M.V., Reyes-Pérez Y.A., Siqueira de Gauw D., Dos Santos Silva D. A., Medeiros Souza A., Meireles Reis Pelosi A. P., Pinheiro Lima-Filho F. (2006): " Levantamento geofísico com GPR em um campo de dunas eólicas em Tibau do Sul/RN". Revista de Geologia, Vol. 19, nº 1, 99-108,

Medina R.; Bernabeu A.M.; Galofre J.; Gonzalez M.; Vidal C. (2001): "Modelado de la morfodinamica de playas por medio de formulaciones de equilibrio". Fisica de la Tierra, N13.

Mollerato D.; Sabatier F.; Pons F.; Gaufres P. (2004): "Comparaison de deux modèles cross-shore d'érosion des plages (Site de Rousty, Delta du Rhône, France)". VIIIèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier, Compiègne.

Neal, A. (2004): "Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress". Earth-Science Reviews, v. 66, p. 261-330

Perez A.; Bedoya L.J. (2006): " Clasificacion morfogenéticas de las playas de arena en Galicia como herramienta para abordar el uso sostenible de los complejos sedimentarios costeros". IX Reunión Nacional de Geomorfología, Santiago de Compostela, 843-860 pp.

Rebola J. (2007): "Coastal Protection of the Leirosa Sand Dunes System". Coastal Practice Notwork, 13pp.

Sandmeier KJ. (2001): "ReflexW manual v.6.1". From <http://www.sandmeier-geo.de>.Sandmeier Scientific Software,

Ward, S.H., (1990): " Resistivity and Induced Polarization Methods". Geotechnical and environmental geophysics. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 1,147-189.

White, R.M.S., Collins, S., Denne, R., Hee, R. and Brown, P. (2001): " A new survey desgin for 3D IP modelling at Copper hill". Exploration Geophysicas, 32, 152-155

Diagnóstico do estado de conservação da pedra de uma obra de arte Portuguesa do século XV aplicando técnicas geofísicas não invasivas

Stone decay diagnosis in a Portuguese artwork of the XV century using non-evasive geophysical techniques

Manuela Mendes[(1)], Edite Martinho[(2)], Amélia Dionisio[(2)], Fernando Almeida[(3)] e Carlos Grangeia[(3)]

[(1)]ICIST, Instituto Superior Técnico, Av. Rovisco Pais 1, Lisboa, manuela.mendes@tecnico.ulisboa.pt
[(2)]CERENA, Instituto Superior Técnico, Av. Rovisco Pais 1, Lisboa
[(3)]Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Aveiro

SUMMARY

Integrated geophysical surveys were undertaken in a Portuguese artistic tomb located in the Igreja da Graça (Santarém, Portugal). The artwork is a remarkable example of a Gothic tomb, sculptured in a porous limestone. It is dated of the 15th century and presents nowadays severe decay phenomena. For the location and quantification of the stone deterioration patterns, self-potential and ultra sonic seismic data were acquired systematically as complementary methods. The results show areas with negative electric potential anomalies correlated with lower seismic velocity. The seismic method showed also no clear interface between undamaged and damaged stone material.

1. INTRODUCTION

The importance of research about stone decay applied in cultural heritage is widely recognized (e.g. Inkpen et *al*., 2012). The development of methodologies and tools linked with the conservation and rehabilitation of cultural heritage in danger are welcome to prevent further damages. A frequent and major obstacle for studying stone decay in monuments is the impossibility of touching or obtaining samples to study in the laboratory or even in-situ. So, non-invasive techniques are considered the most appropriate for assessing the quality of stones with historical or artistic value. Since geophysical techniques are non-invasive, they are suitable to be applied in historical monuments (e.g. Piro et *al*., 2003, and Tsokas et *al*., 2006) for mapping various physical parameters of the geological materials. Moreover, as it is possible to combine different geophysical methods, the content of information about the detected anomalies increases (Cameron et *al*. 1998) and also the confidence in the results.

This paper is focused on combining two completely non-invasive geophysical techniques to study and evaluate stone decay of a Portuguese tomb located in the Igreja da Graça in Santarém (Ribatejo region, middle of Portugal). The selected methods are: the Self-potential method (SP) to provide information about the presence of water in a porous media by electrokinetic and electrochemical potentials and the ultrasonic seismic refraction method to characterize the elastic parameters of the stone and to assess the degree of the weathering in the monument's stone.

2. DESCRIPTION OF THE SITE AND THE TOMB

Igreja da Graça is a church classified as a National Monument. It was built between the fourteenth and fifteenth centuries in a mix of mendicant and flamboyant Gothic styles. It is located in downtown Santarém, where groundwater is close to the surface. One of its special features is a high gap, around 2.5 m, between the interior level floor of the church and exterior level street around the church.

On the chancel are deposited the remains of the navigator Pedro Álvares Cabral and on the south transept is located, nowadays, the magnificent Gothic tomb of the first governor of Ceuta Pedro de Meneses (died 1437) and his wife with their recumbent figures holding each other's hands (Fig. 1). This last tomb consists of a large ark of limestone, based on eight lions with human remains and animals between claws (Fig. 2a). Currently, the exposed surface of this tomb reveals a high level of decay becoming the subject of our study. The stone provenance is unreferenced but one refers (Dias, 1994) Igreja da Graça (Santarém) and Batalha Monastery have contemporaneous tombs with similar typology and macroscopically is a light, whitish-yellow, fine-grained, compact, very soft and homogeneous limestone.

During its history, the church has suffered several modifications and interventions to counteract damages (Gordalina, 1990). The latest interventions began in the mid-twentieth century when it proceeded to demolish the buildings later time adjacent to the body of the Church, general reconstruction of roofs, improvements in glass windows, doors and restoration of paintings in the chancel. Unfortunately, no reference was found related to any intervention in the degraded tomb to be studied here.

A detailed survey of stone decay phenomena was carried out on the tomb (Fig. 2). The main stone deterioration patterns are: powdering, scaling and multiple exfoliations. On the lid grey crusts mainly in the overlying sculptures were also identified.

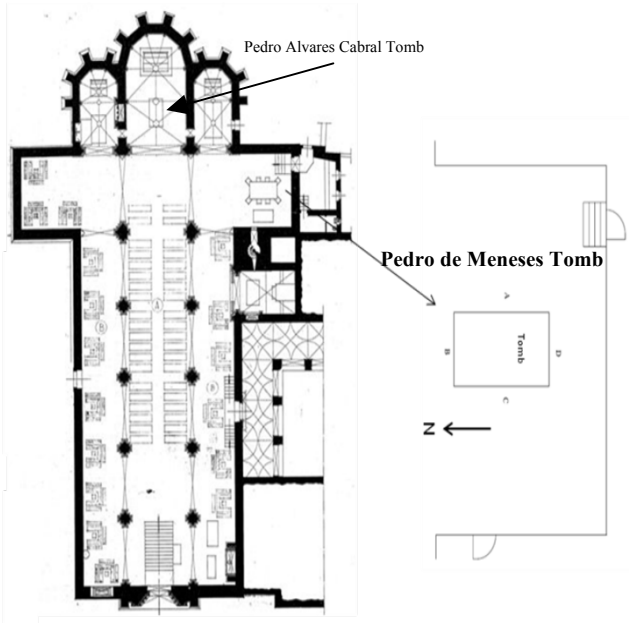


Figure 1 – Plan of Igreja da Graça with the location and a close-up of the tomb in study.

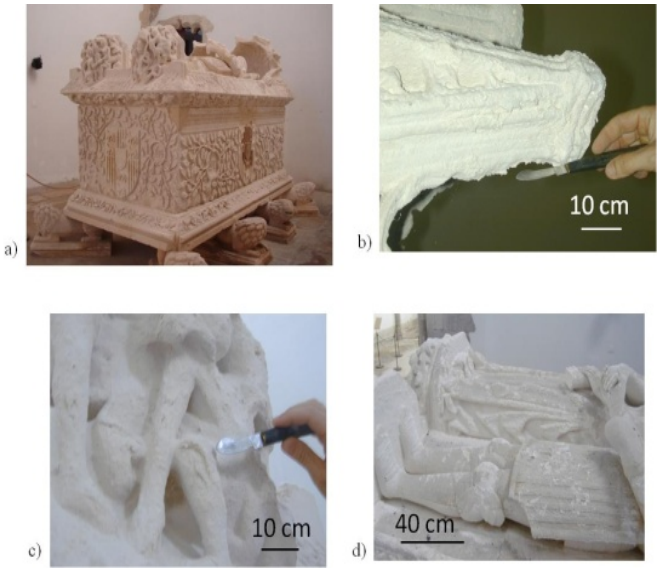


Figure 2 – The fifteenth century stone tomb located inside Igreja da Graça (Santarém, Portugal) with some decay phenomena. (a) General view; (b) multiple exfoliations; (c) scaling and (d) grey crusts.

3. ULTRASONIC SEISMIC SURVEY

For this purpose are used the ultrasonic tester model Steinkamp BP7 and two transducers with a resonance frequency of 45 kHz, with measuring range from 0.1 to 999.9 μs and accuracy in the order of ±0.05μs. This technique measures the transit time for the ultrasonic pulse travelling along a specific position. The main advantage of this equipment is the fast exploration progress. The shear (S) velocity was determined by measuring the transit time when locating the transmitter at a fixed point and the receiver placed at several points along a direction on the face of the tomb. The compressive (P) wave velocity was determined measuring the transit time between two points through the thickness of the friezes.

At the beginning, considering a possible weathered layer with a relatively small thickness (interface probably located at maximum 2-3 cm in depth), a total of 10 profiles with a length of 10 cm, hereafter designated by shot profiles, were distributed on the four faces of the tomb with a transducer spacing of 1cm, which is the minimum distance allowed by the shape of the used transducers.

The previous estimation of an interface close the surface fails, since the results of these small profiles detected no discontinuities near the surface, then six additional profiles (two on the larger and one on the smaller faces of the tomb) with a length between 40 and 90 cm, were acquired to complement this study.

These profiles, designated by long profiles, were distributed by the more flat regions of the tomb. In our experiment the direct and reverse shot was performed for all profiles. The source stayed fixed and the receiver-sensor was moved with an inter-trace of 1 cm for the long profile acquired only on southern face and an inter-trace of 5 cm for all the others.

The data quality differs between the different profiles. Often the quality was even different on the same profile depending mainly on the sculptures shapes on the surface.

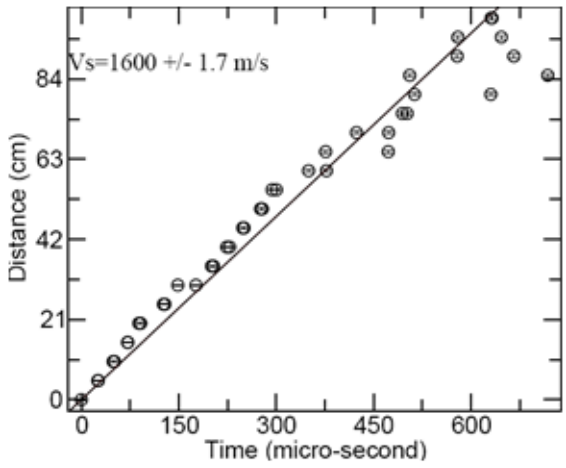
The recorded travel-times allowed the construction of the hodochrone diagrams and the determination of S-wave velocities. The velocity calculation was executed for direct and inverse shot independently. The results differ in the resulting RMS error, and then a final fitting to all data for each profile was applied (Fig. 3).

We fit a straight line, $d = at + b$, to these data minimizing the value of Chi-square. Chi-square is defined as, $\chi^2 = \sum [d(t_i) - d_i]^2 / \sigma_i^2$, where d is a fitted value for a given point and d_i is the recorded data value with a σ_i error. In the fitting, it is assumed $b = 0$ and σ_i the error associated only to the offset. The first approach means that travel time and path start at the same time and the second approach considers the error associated to the travel time negligible when compared with the distance error.

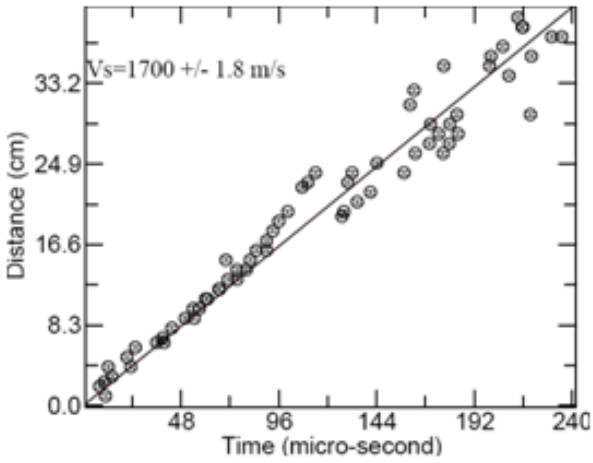
The equipment to perform the ultrasonic test measures the travel time with an accuracy of +/-0.05 μs and the distances are measured with a tape stretched over the irregularities of the sculptured tomb surfaces. With the concern to provide meaningful data, the errors associated with the offset measures are $\sigma_i = .2\ mm$ if the offset is less than 40 cm, $\sigma_i = .3\ mm$ if the offset is in the range of 40 cm and 60 cm, $\sigma_i = .4\ mm$ for the range of 60 cm and 80 cm, and finally $\sigma_i = .5\ mm$ for the range of 80 cm and 100 cm.

The seismic survey aims to define 1) the extent, in depth, of the high degree of degradation of the stone and 2) the possible relationship between the more humid areas and more weathered stone.

The reference values for P and S-wave velocity were obtain in laboratory, measuring the ultrasonic velocities on undamaged sample of a similar limestone coming from Batalha (Dias, 1994).



(a)

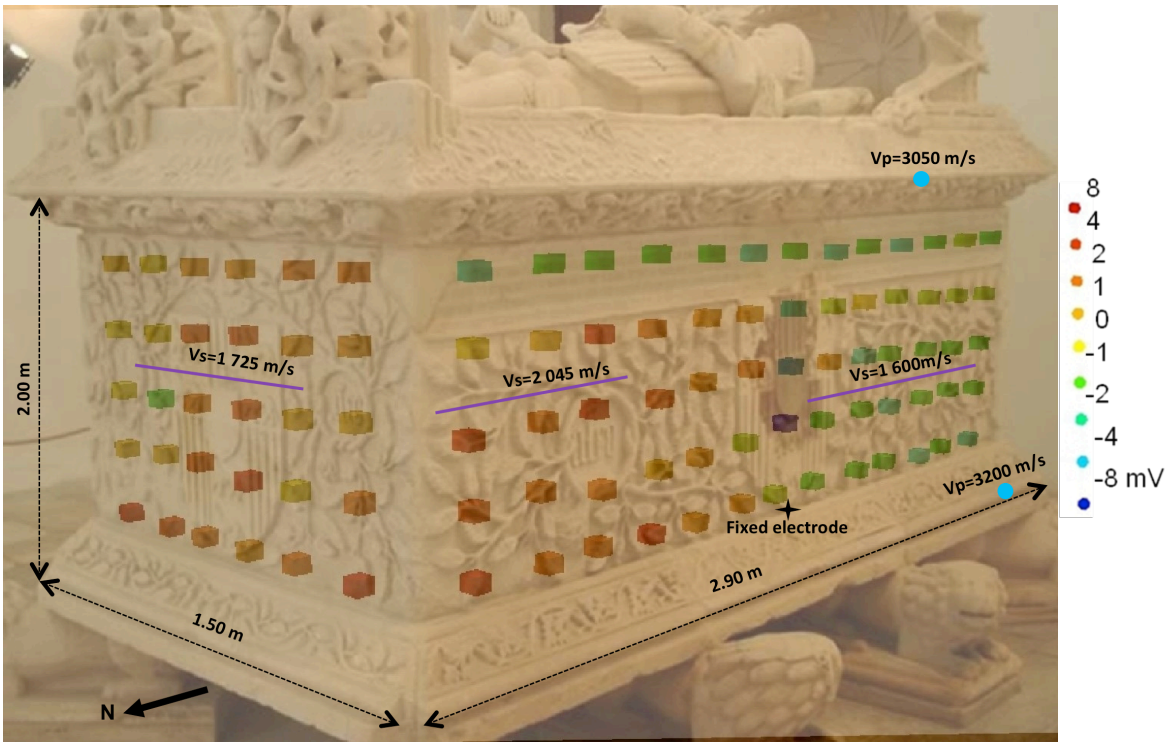


(b)

Figure 3 – Example of S-wave velocity obtained on the faces of the tomb. (a) Western face; (b) Southern face.

4. SELF-POTENTIAL SURVEY

The SP survey was performed with digital multimeter FLUKE making measures on all four sides of the tomb, divided into square pixels of 20 X 20 cm^2. The data were acquired by the potential amplitude method with non-polarizable Cu/CuSO4 electrodes with the base station (electrode fixed) located in the seventh position of the first row (from the bottom) as can be seen in the Fig. 4a.



(a)



(b)

Figure 4 – Distribution of SP, Vs and Vp values and location of Vs seismic refraction profiles on all faces of the tomb. (a) View of northern and eastern faces; (b) View of southern and western faces.

5. RESULTS AND DISCUSSION

The results of SP survey performed in the tomb are shown in Fig. 4. The amplitudes of the SP values are comprised between -8 and 8 mV. Positive SP values (>2 mV) are only observed on the north face of the tomb while on the south face, SP values are mostly negative (≤-1 mV); on the eastern and western faces of the tomb negative (southern part) and positive (northern part) SP values can be observed. On the frieze of the western face (first row from the top), all SP values are low (≤-1 mV) but the lowest SP values (between -4 and -8 mV) are observed on the crest area (central part).

In laboratory, estimates of Vp velocity of 3900 ms-1 and Vs velocity of 2100 ms-1 were obtained for the reference stone (Batalha limestone).

In what concerns the analysis of the first ten short profiles performed with the transducers positioned at distances multiple of 1 cm, no interface between materials of different mechanical characteristics was detected and showed the distribution of the S-

wave velocity ranged between 1650 m.s-1 (mean value on the southern part) and 2070 m.s-1 (mean value on the northern).

In the other six long profiles, with the results presented in Fig. 4, it was not also possible to identify any interface to define a more weathered surface layer. As can be seen from Fig. 4, the S-wave velocity values are lower in the southern part of the tomb, except for the profile located on the north region of the eastern face. The differences between the ultrasound velocity values obtained for both type of profiles, may be due to the difference in the sensor spacing, as mentioned before it was1 cm for short profiles and 5 cm for long profiles.

Mean values of the P-wave- velocity of 3200 $m.s^{-1}$ and 3050 $m.s^{-1}$ were obtained in the lower frieze and upper frieze of western face (Fig. 4a). P-wave velocity of 2700 $m.s^{-1}$ was also obtained from the upper frieze of the eastern face of the tomb (Fig. 4b).

A cross-check of SP and seismic results indicate a positive correlation (low velocity corresponds to negative SP value and vice-versa). The strength of the stone is slightly lower in the southern part of the tomb, where the moisture content is higher (negatives SP values) and seems to be related to the spatial location of the tomb. The northern part of the tomb is more ventilated (less humid) than the southern surface that is closer to the walls of the church (Fig. 1).

6. CONCLUSIONS

In this paper a study is presented regarding the support of non-invasive geophysical techniques to the diagnosis of stone decay. The geophysical results of the elastic and electric parameters in the subsurface were one part of the modeling of the tomb stone.

A cross-check of SP and seismic results indicate that 1) there is a positive correlation between velocity and SP values (to low velocities correspond negatives SP values and vice-versa); 2) the strength of the stone is slightly lower in the southern part of the tomb where the moisture content is higher (lower velocities and negatives SP values); 3) the differences in moisture content seems to be related to the spatial location of the tomb.

In what concerns the qualitative visual assessment of the stone deterioration patterns, there are no significant differences between southern and northern part of the tomb. This result is corroborated with the small variations in the measured parameters.

The indirect evaluation of some physical and mechanical characteristics of this stone lead us to consider that the tomb is composed of a material that does not change its characteristics with the depth, and with the help of this information the existence of interface between subsurface layers corresponding to differential weathering/alteration could be excluded. In this context, the progressing damage of the tomb seems to develop gradually from the exposed surface to the interior, leading to important material losses.

7. REFERENCES

Dias P. (1994): História da Arte em Portugal - O Gótico. Lisboa: Edições Alfa, S.A., 1986, vol. IV;

Inkpen R.J., H.A. Viles, C. Moses, P. Collier, S.T. Trudgill and R.U. Cooke (2012): "Thirty years of erosion and declining atmospheric pollution at St. Paul's Cathedral, London". Atmosferic Environment, **62**, 521-529.

Piro S., D. Goodman and Y. Nishimura (2003): "The study and characterization of emperor Traiano's villa (Altopiani di Arcinazzo, Roma) using high-resolution integrated geophysical surveys". Archaeol. Prospect, 10:1-25.

Gordalina R. (2010) Sistema de informação para o Património Arquitectónico.

Tsokas G., P. Tsourlos, N. Papadopoulos, V. Manidaki, M. Ioannidou and A. Sarris (2006): "Non destrucitve ERT survey at the south wall of the Akropolis of Athens. Extended Abstract of Near Surface, Helsinki, Finland 2006; **B040**".

Aplicación del geo-radar para la documentación de humedades en obras de fábrica. *Documentation of moisture content in masonry by means of GPR.*

X. Núñez-Nieto[(1)], M. Solla[(1)], R. Asorey-Cacheda[(1)], B. Riveiro[(2)]

[(1)]Defense Center University (University of Vigo), Spanish Naval Academy, Plaza de España 2, 36920, Marín, Pontevedra, Spain, xnnieto@cud.uvigo.es, merchisolla@cud.uvigo.es, rasorey@cud.uvigo.es
[(2)]Dept. Materials Engineering, Applied Mechanics & Construction. University of Vigo. School of Industrial Engineering, Torrecedeira 86, CP 36208, Vigo, Spain, belenriveiro@uvigo.es

SUMMARY

The existence of moisture content in structures, and more specifically in masonry, is presented as a key factor in the analysis of structural stability. In those cases, in which the water content is significant, it could result in degradation or washing of filling materials by reducing the load-carrying capacity of these structures.
For the detection and mapping of moisture in the interior of the bridge, a multidisciplinary approach is presented based on the use of non-destructive evaluation techniques: GPR, thermography and close-range photogrammetry. GPR provides an internal image of the whole structure that allows us identifying the existence of probable moist areas. Nevertheless, the interpretation of the GPR field data is complicated when surveying complex geometries, or heterogeneous structures, such as this study case. In such circumstances, the use of FDTD numerical simulation is highly recommended for a better understanding of the electromagnetic wave propagation phenomena throughout the structure, which provides a more consistent interpretation of the real data. For a better approximation between real and synthetic data, the synthetic models were elaborated from an ortho-thermogram, which defines the presence of different levels of water content in masonry, and based on the accurate geometry obtained by photogrammetric procedures.

1. INTRODUCCIÓN

Dentro del panorama arquitectónico de Galicia, al noroeste de España, resulta habitual encontrar construcciones de mampostería en piedra cuyo origen Romano se extendió por toda Europa con gran profusión a lo largo del Período Medieval.

A día de hoy estas antiguas estructuras presentan, en muchos casos, una estabilidad estructural cuando menos cuestionable, no sólo por su longevidad sino por diversos aspectos que influyen directamente sobre la misma. Uno de esos factores fundamentales a tener en consideración es la humedad. Así pues, la detección de zonas húmedas resulta de vital importancia para la correcta conservación de este tipo de estructuras, especialmente cuando existen cargas variables que afectan directamente sobre la capacidad portante de las mismas, que se ve considerablemente reducida debido al lavado de materiales de relleno en presencia de agua (Clark y Forde (2003)). Esta situación suele acarrear consigo graves daños estructurales que aceleran la degradación de los materiales, así como cambios volumétricos que pueden derivar en fallos tales como la dilatación y el agrietamiento (Válek et al. (2010)), cuando el contenido de agua es lo suficientemente elevado.

Muchas de estas antiguas construcciones tienen atribuciones de monumento histórico dado su elevado valor cultural, atractivo turístico y representatividad regional. Así sucede en el caso que nos ocupa; el puente con arcos de mampostería de Lubiáns (Figura 1), en Galicia, que está considerado de "interés histórico" tanto por su origen Romano como por sus posteriores trabajos de restauración en la Época Medieval. En este tipo de situaciones se impone, acrecentado en las últimas décadas por la concienciación social en cuanto a la conservación, mantenimiento y potenciación del patrimonio histórico-cultural, el uso de técnicas de Ensayo no destructivo (NDT) para preservar el carácter histórico de estas estructuras de manera que no se conseguiría con otro tipo de técnicas más invasivas (Casciati y Osman (2005); Melbourne et al. (2006); El-Borgi et al. (2005); Marazzi elt al. (2011)).

Existen diversas técnicas NDT que se utilizan para el estudio y evaluación de los puentes con arcos de mampostería, como métodos eléctricos, electromagnéticos y sónicos/ultrasónicos, así como termografía infrarroja (Colla (1997); Clark et al. (2003)). Cada método proporciona información diferente en relación a la estructura de mampostería. El Radar de penetración terrestre o geo-radar (GPR) es uno de los métodos NDT más recomendables para la evaluación de puentes con arcos de mampostería ya que se trata de una técnica relativamente rápida que ofrece una cualitativa imagen interna de conjunto, al mismo tiempo que proporciona tanto buena resolución como alta profundidad de penetración (McCann y Forde (2005)).

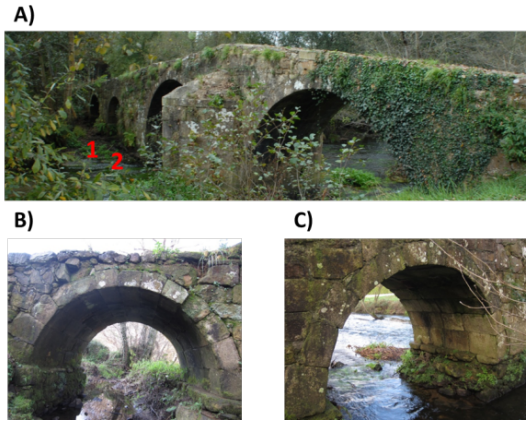


***Figura 1* – Vista general del Puente Lubiáns (A) y detalle de los arcos 1 (B) y 2 (C) de izquierda a derecha visto desde aguas arriba (*Lubiáns Bridge overview (A) and detail of arch 1 (B) and 2 (C) from left to right side seen from upstream*)**

En el presente trabajo, se ha inspeccionado el puente medieval de Lubiáns combinando las técnicas de Radar de penetración terrestre y Termografía infrarroja, con el apoyo complementario de la Fotogrametría de rango cercano, para evaluar la presencia de humedad, dada la importancia del contenido de agua en la durabilidad y estabilidad de la estructura del puente. La Termografía infrarroja es una técnica NDT que ha sido ampliamente empleada en estructuras de mampostería para la detección de defectos, tales como delaminación (Avdelidis y Moropoulou (2004)), huecos y grietas (Meola (2007)), así como zonas húmedas (Clark et al. (2003)), siendo estas últimas la causa más frecuente de los defectos anteriormente mencionados. Así mismo, también se ha utilizado el Radar de penetración terrestre para la detección de agua en el interior de las estructuras dado que esta produce una atenuación de la señal (Trela et al. (2008)). De

este modo, la combinación de estas técnicas se puede aplicar para la evaluación y caracterización interna de estructuras con carácter histórico (Hing y Halabe-Udaya (2010)) obteniendo una completa y detallada información sobre el estado real de las mismas.

Durante los últimos años el puente de Lubiáns ha mostrado importantes exudaciones de agua, evidencia manifiesta de la presencia de un alto contenido de agua en la mampostería. Ante tales síntomas se llevó a cabo un estudio mediante GPR, después de un período húmedo, para confirmar la presencia del alto contenido de agua en aquellas áreas detectadas durante anteriores inspecciones rutinarias, así como para tratar de encontrar nuevas zonas húmedas. Se llevó a cabo un estudio más exhaustivo para los dos arcos que mostraron mayor tendencia a la acumulación de agua en dichas inspecciones previas y que corresponden con los dos primeros desde la orilla izquierda visto el puente desde aguas arriba, tal como se muestra en la Figura 1. Tanto el estudio GPR como el termográfico incluyeron la bóveda, ya que es la zona donde parecía estar acumulada el agua. Se utilizó la Termografía infrarroja como técnica complementaria dada su mayor idoneidad para la detección de zonas húmedas frente al uso del GPR, donde la habitual atenuación de la señal asociada a la presencia de agua puede estar producida por otras causas como pérdidas de conductividad y expansión molecular, así como por dispersión o pérdidas de propagación geométrica. Dado que el reducido campo de visión de las actuales cámaras termográficas genera confusión en la inspección del puente, ya que cada imagen termográfica representa una parte muy pequeña del mismo, se utilizó la fotogrametría para generar un modelo tridimensional (3D) del puente mediante el cálculo de su geometría a partir de las imágenes visibles tomadas desde diferentes ángulos (Lubowiecka et al. (2011)). La fotogrametría se eligió debido a la idoneidad de los dispositivos ópticos para el desarrollo de mediciones sin contacto, como las que se necesitaban en el caso de este puente (Santos et al. (2012)). El modelo 3D fue texturizado con las termografías obtenidas, generando como resultado un modelo 3D termográfico del puente completo.

A pesar de ser una de las técnicas de ensayo no destructivo más recomendables para el estudio y evaluación de puentes con arcos de mampostería, no existen, hasta la fecha, muchos artículos publicados sobre la aplicación del estudio GPR para tales fines, salvo algunas excepciones notable (Colla et al. (1997); Pérez-Gracia (2001); Fernandes (2006)). Esto se debe al hecho de que cuando se trata de estudiar estructuras complejas y heterogéneas, caso concreto de los puentes de mampostería como el que nos ocupa, el análisis e interpretación de los datos GPR puede llegar a ser extremadamente complejo. Para facilitar la evaluación de los datos de campo tomados mediante el GPR se lleva a cabo una comparación entre estos y los sintéticos, permitiendo una mejor interpretación de los datos reales (Solla et al. (2012)). Así, el modelado numérico se ha destacado como una herramienta indispensable para conseguir una comprensión más exhaustiva de los fenómenos de propagación de las ondas radar en estructuras complejas (Millard et al. (1998)), donde el método de diferencias finitas en el dominio del tiempo (FDTD) ha evolucionado como una de las opciones más avanzadas a tener en cuenta. En el presente estudio se ha utilizado el método de modelado numérico FDTD para mejorar la interpretación de los resultados reales obtenidos durante la toma de datos en campo con el Radar de penetración terrestre. El modelo 3D generado, en concreto la orto-termografía, se ha utilizado para crear un modelo sintético más realista. Esta aproximación abarca todo el puente con gran detalle. Los resultados obtenidos se analizaron conjuntamente con los termográficos para conseguir una visión más completa y precisa del estado real del puente. De este modo, la detección y análisis de zonas húmedas proporciona una información de notable trascendencia en la consiguiente planificación de las medidas de conservación de la obra.

2. METODOLOGÍA

2.1. Estudio GPR: Adquisición y procesado de datos

La adquisición de datos GPR se llevó a cabo con un equipo RAMAC/GPR de la compañía Malå Geoscience, con la antena de 500 MHz. Los perfiles fueron registrados mediante el método CO (common-offset mode) con la polaridad de la antena perpendicular a la dirección de los perfiles. Los parámetros de adquisición fueron: 5 cm de distancia entre trazas, ventana de tiempos de 90 ns y 620 muestras (samples) por traza. Para una correcta medición del intervalo entre trazas, y longitud del perfil, la antena GPR se desplazaba sobre un carro que dispone de una rueda taquimétrica u odómetro.

Como paso previo a la interpretación de los datos, los radargramas adquiridos fueron procesados utilizando la siguiente secuencia de filtrado en el software específico ReflexW (Sandmeier (2007)): establecimiento/correcciòn del tiempo cero, filtro temporal o vertical (dewow), ganancia y filtro espacial u horizontal (subtracting average). Adicionalmente, para una correcta interpretación de los datos y con el fin de mejorar la imagen final, tal y como recomiendan otros autores (Goodman et al. (2006)), los radargramas fueron corregidos por topografía con datos (X,Y,Z) determinados a partir de la orto-imagen generada a partir de procedimientos fotogramétricos.

2.2. Estudio Fotogramétrico IR: Orto-termografía base

El estudio termográfico se desarrolló a partir de un enfoque pasivo, por lo tanto, sin aplicar calentamiento artificial a la superficie del puente. Sin embargo, se utilizó la radiación solar pasiva para aumentar la velocidad de evaporación del agua dentro de la estructura y, por consiguiente, maximizar la diferencia de temperatura entre las zonas húmedas y secas. Dado que la evaporación tiene un efecto de enfriamiento en la superficie, las áreas húmedas están más frías que las secas, gracias al proceso de evaporación estimulado por el sol (Válek et al. (2010)).

Se utilizó una cámara termográfica NEC TH9260, que posee un campo de visión horizontal de 21,7 º y vertical de 16,4 º, con dispositivo de matriz de plano focal no refrigerado de 640x480 píxeles. La distancia media de trabajo entre cámara y puente fue de 5 m, con unas condiciones ambientales de 10 º C de temperatura y una humedad relativa del 40%. Se consideraron también correcciones de emisividad, mediante la aplicación a la radiación captada por la cámara de un coeficiente de emisividad de 0,80, obtenido después de realizar un ensayo de emisividad in situ, tal como se explica en la norma ISO 1843-1:2008.

Para el estudio termográfico se incluyeron los muros a ambos lados del puente, tanto de aguas arriba como de aguas abajo. Las termografías obtenidas fueron analizadas y procesadas en el post-procesado. El primer paso consiste en el análisis de las termografías adquiridas para elegir un intervalo de temperatura y una paleta de colores adecuada para la detección de defectos, especialmente zonas húmedas. En este caso, el intervalo elegido comprende de 6 a 12 º C, con colores que varían desde el rojo oscuro para las temperaturas más bajas hasta el rojo, rojo claro, naranja, amarillo y blanco para las temperaturas más altas (Figura 2B). Este intervalo varía en coherencia con las condiciones ambientales, así, la principal parte del puente está a temperatura ambiente, ya que, como se ha explicado anteriormente, no se aplica calentamiento artificial.

El primer objetivo de la etapa de procesamiento es la generación de un modelo 3D termográfico y sus correspondientes orto-termogramas (imágenes obtenidas a través de la proyección ortogonal de cada pared sobre un plano paralelo, sin distorsiones ni efectos de perspectiva y con la información geométrica que les permite funcionar como mapas bidimensionales (2D)). Con este propósito, se llevó a cabo el modelo de reconstrucción 3D del puente por medio de fotogrametría terrestre (Luhmann et al. (2006)), utilizando una cámara calibrada modelo Nikon D200 equipada con un sensor con resolución de 10.1 millones de píxeles. Todo el proceso fotogramétrico se llevó a cabo mediante una estación de trabajo fotogramétrica de bajo coste (Photomodeler ProW), como en (Riveiro et al. (2011)) obteniendo los modelos 3D del puente con textura fotogramétrica. Una vez se completó el

modelo 3D, cada imagen termográfica se registró con el modelo 3D fotogramétrico, de modo que se calcularon sus parámetros de orientación. Este registro se realizó a través de la evaluación de al menos seis puntos correspondientes entre cada termografía y las imágenes registradas en el modo de color RGB, que se utilizaron para la construcción del modelo 3D. Alternativamente, el registro de la imagen termográfica se puede realizar directamente con el modelo 3D, para lo que es suficiente con la evaluación de cuatro de los puntos correspondientes para resolver la triangulación espacial (Luhmann et al. (2006)). Una vez registradas, las termografías se aplicaron como una textura al modelo 3D, obteniendo un modelo 3D termográfico tanto con información térmica a partir de su textura termográfica, como con información geométrica a partir del modelo 3D.

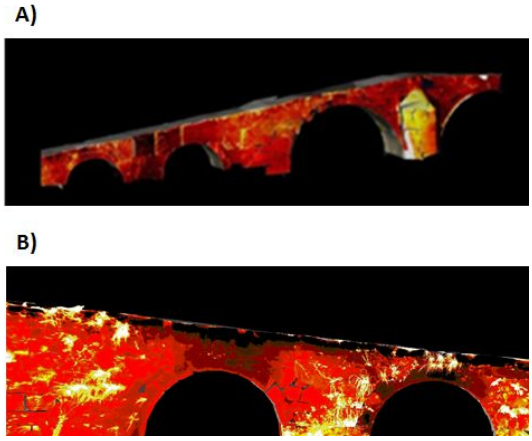


***Figura 2* – A) Modelo 3D termográfico generado y B) Orto-termograma utilizado para crear el modelo sintético *(A) 3D thermographic model generated and B) Ortho-thermogram used to create the synthetic model*)**

2.3. Modelado FDTD: Modelos y simulación

2.3.1. Modelos sintéticos

Una vez obtenida la orto-termografía, se procede a la generación del modelo a simular, para lo que resulta necesario, previamente, llevar a cabo un pre-procesado de la imagen.

En primer lugar se asigna un determinado color a las zonas de aire, que en el presente caso de estudio se corresponde con el azul, tal como se aprecia en la Figura 3. Este paso se hace indispensable para diferenciar las zonas de aire de aquellas con mayor absorción pertenecientes a la mampostería, dado que, inicialmente, ambas aparecen representadas mediante color negro. Acto seguido se traza una línea continua (de color verde en la Figura 3) cuya trayectoria servirá como indicador de la posición de la antena radar en su recorrido a lo largo de la superficie de prospección, que sigue, en este caso, el trazado exterior de la calzada sobre el puente.

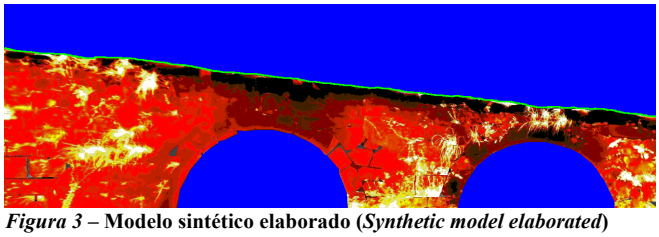


***Figura 3* – Modelo sintético elaborado (*Synthetic model elaborated*)**

Finalizada la etapa de pre-procesado, da comienzo la segunda fase, dentro del proceso de generación del modelo de simulación, que consiste en la clasificación de los distintos materiales que componen el puente. En el presente caso de estudio, el gradiente de color puede tomar hasta 256 valores distintos; comenzando por el negro, para los casos de máxima absorción, pasando por el rojo para valores intermedios y finalizando en el color blanco, que describe las situaciones de máxima reflexión. Cada uno de estos posibles colores está descrito mediante 3 bytes asociados a sus componentes de color rojo, verde y azul (Red Green Blue). El objetivo que se persigue en este apartado es reducir estos descriptores a una menor cifra, de tal modo que se puedan identificar los distintos grupos de materiales que componen el puente en cuestión, utilizando una menor cantidad de valores. Para lograrlo se ha procedido siguiendo la secuencia de pasos que se describe a continuación:

I. Inicialmente se fija como umbral el número máximo de materiales que se van a utilizar en la simulación GPR.
II. De forma iterativa y en varios pasos, a cada uno de los diferentes colores que componen el gradiente de posibilidades se le elimina el bit menos significativo, destinado a describir sus componentes de color rojo, verde y azul. De esta forma, el número máximo de posibles colores se reduce a la mitad del número máximo de distintos colores establecidos en la iteración anterior, ya que, los colores similares (aquellos que presentan el bit menos significativo distinto) tendrán el mismo valor.
III. Si se diese el caso de que el número de colores resultantes fuese mayor que el valor umbral, establecido al inicio, se retrocede de nuevo al paso II. En caso contrario, se prosigue con el paso IV.
IV. El número de regiones resultantes puede ser igual o menor al valor previamente establecido. En cualquier caso se habrá de evaluar si alguna de las regiones obtenidas resulta demasiado pequeña (compuesta únicamente por unos pocos puntos), dado que estas no resultan significativas para la simulación y, debido a ello, se produce el solapamiento de las mismas con las regiones adyacentes más grandes.
V. Finalmente, si el número de materiales resultante es menor que el valor umbral previsto inicialmente, se puede optar por subdividir las regiones más grandes en otras de menor tamaño. En tal caso se procedería repitiendo el mismo proceso descrito, tomando como datos de entrada únicamente los correspondientes a la región que se quiere clasificar con los colores de la imagen original.

2.3.2. Simulación GPR

Las simulaciones se realizaron mediante el software GprMax 2D/3D, que es un simulador de onda electromagnética para GPR, utilizando el método FDTD (Giannopoulos (2006)). La principal razón para la simulación numérica es ayudar en la interpretación de los datos de campo obtenidos mediante GPR, teniendo en cuenta su complejidad. Las ecuaciones de Maxwell requieren para su resolución la adecuada elección de las condiciones iniciales y de contorno, así como la correcta descripción de las propiedades de los materiales. Cuando se quieren modelar estructuras de geometría fina, la resolución espacial debe ser lo suficientemente pequeña, dado que el método utiliza celdas cúbicas (Yee (1966)) para crear el dominio computacional y se necesita discretizar el volumen de espacio del problema y la aproximación escalonada de superficies curvas al límite real (Giannopoulos (2005). Este enfoque se traduce en un excesivo requerimiento de memoria de ordenador y el consiguiente aumento en el tiempo de ejecución. La última versión de GprMax utiliza un modelo mixto de paralelización basada en un MPI híbrido y programación OpenMP, lo que permitió la posibilidad de utilizar un enfoque combinado donde diferentes trazas se calculan en distintos nodos de un clúster.

El modelo se elaboró con una resolución espacial muy pequeña de 10 mm y un pulso de excitación Gaussiano de 500 MHz de frecuencia central. La distancia entre trazas y la ventana de tiempos fueron 5 cm y 60 ns, respectivamente. El perfil completo fue definido mediante 266 trazas.

Llegado este punto y considerando la heterogeneidad del caso que nos ocupa, se obtiene un diverso conjunto de materiales a

partir de la imagen simplificada, a cada uno de los cuales se asignan unas propiedades específicas, que serán utilizadas posteriormente en la simulación. Además, a fin de proporcionar al proceso de simulación un mayor grado de realismo, se ha dotado a cada uno de los materiales con diferentes propiedades y características de heterogeneidad, tal como ocurre en la situación real objeto de estudio. Dicha heterogeneidad permite aplicar a cada uno de los distintos puntos de un mismo material propiedades ligeramente diferentes entre sí. Así, para cada uno de los diversos materiales anteriormente obtenidos se define un grupo de propiedades que conllevan asignadas pequeñas diferencias. Posteriormente, durante la fase de generación del archivo de configuración necesario para llevar a cabo el proceso de simulación GPR, se recorre la imagen punto a punto identificando el material al que pertenece y se le asigna, de manera aleatoria, alguna de las propiedades predefinidas con anterioridad para su grupo correspondiente.

En la Tabla 1 se muestran las propiedades electromagnéticas utilizadas para la caracterización tanto de la mampostería como del material de relleno y su heterogeneidad.

***Tabla 1* - Propiedades electromagnéticas utilizadas para la caracterización de medios (*Electromagnetic properties assumed for media characterization*)**

Medio			*Conductividad (Sm^{-1})*	*Permitividad Relativa*
Aire			*0*	*1*
Mampostería	*Nivel de humedad*	*1*	*0.00001*	*4-5*
		2	*0.0001*	*4-6*
		3	*0.001*	*6-10*
		4	*0.0075*	*8-10*

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Datos GPR de campo

La Figura 4 muestra los radargramas adquiridos, una vez procesados, desplazando el GPR por la calzada del puente. Dado que el material de relleno en el interior de la estructura no es homogéneo, y por tanto, que la distribución de humedad no presenta un comportamiento generalizado, se recogieron tres perfiles longitudinales: un perfil próximo al paramento aguas abajo (A), uno a lo largo de la parte central del puente (B), y un tercer perfil próximo al paramento aguas arriba (C). Observando dicha figura, se identifican de modo relativamente sencillo, los dos arcos (reflexiones hiperbólicas señaladas mediante flechas blancas) en el radargrama aguas arriba. Sin embargo, la reflexión se pierde en los registros aguas abajo, y más severamente en el radargrama adquirido en la parte central del puente. Dicha atenuación o pérdida de la señal GPR puede ser indicativa de la presencia de agua en esas porciones de la estructura.

La geometría de precisión obtenida mediante procesos fotogramétricos, permitió determinar la velocidad de propagación de la señal GPR en el interior del puente. De este modo, la velocidad de propagación en medio granítico fue calculada en diferentes zonas de la estructura. El procedimiento fue el denominado "diffraction hyperbola" (Sandmeier (2007)), que consiste en adaptar la forma de una hipérbola de difracción a la reflexión generada en la interfaz arco-aire. Para definir la forma hiperbólica a adaptar, se emplearon las luces de los arcos, y dada la heterogeneidad en el relleno de la estructura y que en consecuencia la reflexión producida no es perfectamente hiperbólica presentando cierta asimetría, el ajuste se hizo adaptando la hipérbola a cada media parte de la reflexión, tal y como se muestra en (Solla et al. (2014)). Los valores de velocidad así determinados se encuentran en un rango de 5.8 a 9.1 cm/ns. Según los trabajos publicados por otros autores expertos en el uso del GPR, la velocidad de propagación es de 12.0 cm/ns para el caso del granito seco, mientras que dicho valor disminuye en el caso de granito húmedo dependiendo el grado de contenido en agua (Daniels (2004)).

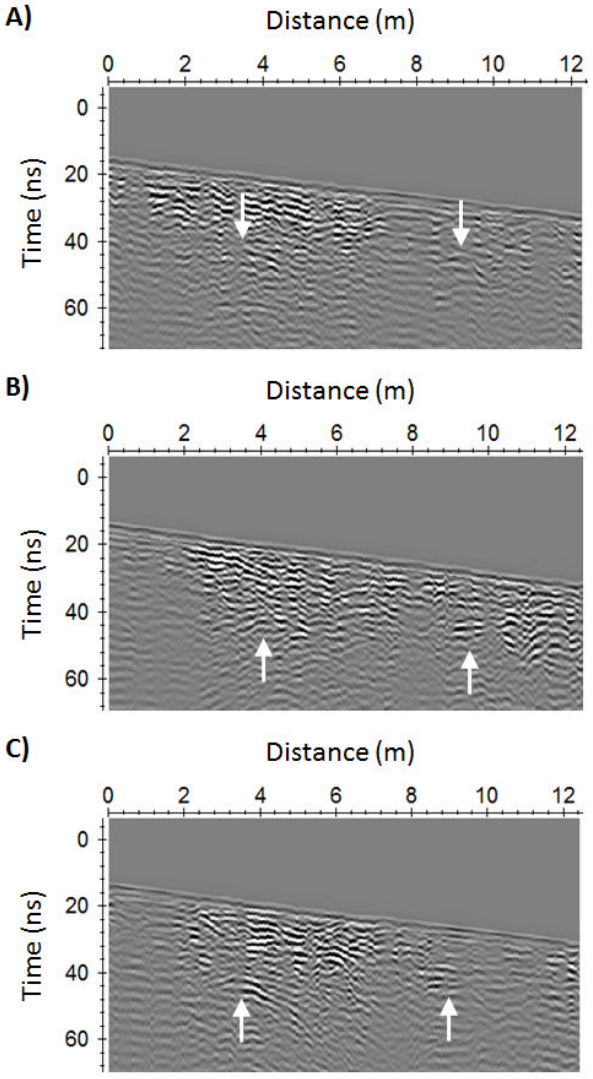


Figura 4* – Resultados GPR sobre la calzada del puente, del lado: aguas abajo (A), centro del puente (B) y aguas arriba (C). Las flechas indican las reflexiones hiperbólicas que se producen en las interfaces arco-aire. *(GPR results along the pathway of the bridge in: downstream side (A), middle (B), and upstream side (C). The white arrows indicate the hyperbolic reflections produced by the interfaces arch-air)

3.2. Datos sintéticos

Observando los resultados obtenidos mediante la toma de datos en campo resulta extremadamente complejo interpretar toda la información que aporta el radargrama GPR. Esto se debe fundamentalmente a la gran cantidad de diversas reflexiones y difracciones que en el mismo coexisten, resultado derivado de diferentes posibles causas, como la geometría irregular de los sillares o la presencia de materiales de relleno heterogéneos. Todas estas reflexiones interfieren dificultando la detección de otras de sumo interés existentes en el radargrama.

En la Figura 5 se muestran los datos sintéticos obtenidos correspondientes al paramento aguas abajo, zona seleccionada para la simulación debido a su supuesta mayor presencia de agua según se deduce de las exudaciones de agua observadas in situ.

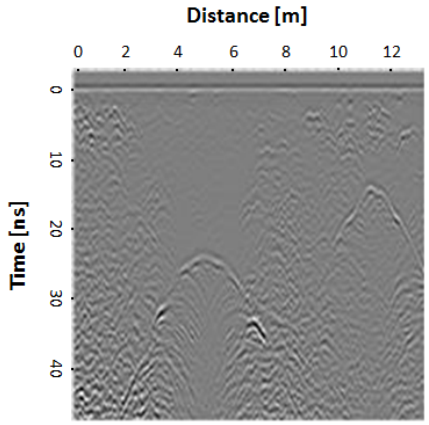


***Figura 5* – Radargrama sintético desde aguas abajo (*Synthetic radargram from downstream*)**

3.3. Comparación entre datos de campo y sintéticos

La comparación de resultados obtenidos, combinando los datos aportados tanto a partir de las mediciones de campo, llevadas a cabo con el radar, como a través de la interpretación proporcionada por el radargrama sintético, nos permite identificar información estructural de gran relevancia.

De la interpretación de los datos reales producidos, se pueden identificar claramente las reflexiones producidas en la zona de interacción arco-aire para el caso de los arcos 1 y 2, en el paramento aguas arriba (Figura 4C). Así mismo, se puede observar una reflexión continua a lo largo de todo el radargrama que indica el espesor de la calzada medieval, de piedras grandes, que discurre sobre el puente. Otro patrón de reflexión claramente apreciable corresponde con la parte superior del arco 2, que indica la posible existencia de materiales de construcción diferentes a los originales, dado que si se compara con los resultados sintéticos generados (Figura 5) no se observan dichas reflexiones asociadas a la presencia de contenido de humedad elevado. Esta hipótesis se ve ratificada por la literatura especializada (Alvarado et al. (1989)), donde se explica concretamente que la bóveda de ese arco fue reconstruida tras un gran torrente de agua acontecido a mediados de los años ochenta.

Al observar los radargramas de las tres zonas objeto de estudio comprobamos que se produce una atenuación de la señal electromagnética, llegando incluso a ser difícilmente identificable la reflexión en la zona de interacción arco-aire, tanto en el radargrama aguas abajo como, más severamente, en el central. Esto se corrobora mediante el análisis del radargrama sintético (Figura 5), correspondiente al paramento aguas abajo del puente, donde se aprecia con claridad manifiesta esa atenuación de la señal radar en las mismas zonas que en el estudio de campo. Tales síntomas sugieren la presencia de importantes cantidades de agua en determinadas zonas de la mampostería del puente. Dicha atenuación se vuelve más pronunciada en el caso del arco 1 (Figura 1) cuya explicación se puede sustentar en la existencia de una gran densidad de vegetación creciendo en ese margen del río. Además, si tenemos en cuenta que los datos del estudio GPR indican que en el caso de este arco el material de relleno es el mismo, se confirma la presencia de humedad como causa más probable de la atenuación de la señal electromagnética. Esta hipótesis se ve reforzada también por los valores de velocidad de propagación de la señal radar previamente calculados, los cuales resultaron suficientemente bajos como para indicar un elevado contenido de agua en la mampostería de la estructura.

Por lo tanto, los resultados sintéticos han demostrado que la señal electromagnética está afectada bajo condiciones de humedad, donde la señal presenta una importante atenuación en las mismas zonas donde también resultaba atenuada según los resultados obtenidos en el estudio de campo con el radar. De este modo, los resultados sintéticos confirman que el modelo FDTD puede aportar una importante información adicional para la interpretación pormenorizada de los datos obtenidos en campo con el radar.

La termografía 3D permite la interpretación del puente como un todo y facilita así la identificación de posibles áreas húmedas como aquellas con menores temperaturas. Así, las áreas en color negro y rojo oscuro, asociadas a menores temperaturas, se pueden vincular a las zonas húmedas, mientras que las zonas en blanco y amarillo indican la posible presencia de vegetación sobre el puente, ya que se asocian a mayores temperaturas (Figura 2). Atendiendo a esto, la termografía revela que las zonas de mayor humedad se encuentran sobre el arco 1 y sobre la parte superior izquierda, visto aguas arriba, del arco 2. Se aprecia también una notable evidencia de humedad en la parte superior del paramento próxima al borde con la calzada.

Los orto-termogramas se compararon con los datos procedentes del radar, tanto reales como sintéticos, para intentar explicar la conducta de desplazamiento del agua en la mampostería.

Según los datos GPR de campo la atenuación principal de la señal tiene lugar en las zonas de interacción arco-aire, lo cual indica que el agua podría estar acumulada en el relleno inferior del extradós de las bóvedas. Tal como ya se ha comentado anteriormente, el arco 1 se ha identificado como el más susceptible de sufrir el efecto de la humedad dada la manifiesta acumulación de agua que se evidencia en el estudio GPR de campo, de ahí que se haya llevado a cabo un estudio más exhaustivo del mismo con el objeto de intentar comprender cómo se distribuye el agua a través de la mampostería para terminar acumulándose en la superficie de contacto entre el relleno y el anillo del arco.

4. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se ha llevado a cabo el estudio del Puente Lubiáns, en el noroeste de España, mediante técnicas de ensayo no destructivo (NDT) para conservar su carácter histórico.

Los resultados obtenidos dejan patente la efectividad del geo-radar (GPR) como método NDT para la documentación de humedades en obras de mampostería. Se utilizó el GPR para la identificación de zonas húmedas en la estructura del puente mediante a través de la atenuación de la señal electromagnética.

La Termografía infrarroja se destaca, así mismo, como una idónea técnica complementaria al GPR para la identificación de áreas con importante contenido de agua, al permitir su identificación mediante la asociación de las mismas con determinadas regiones de temperaturas característicamente bajas, representadas por medio de una escala de colores específica previamente definida.

Se consiguió paliar la influencia de la heterogeneidad de los materiales que conforman el relleno de la mampostería mediante la generación de un modelo sintético caracterizado específicamente para asumir dichas propiedades proporcionando una versión lo más cercana posible a la realidad.

Se llevó a cabo una simulación numérica empleando un modelado FDTD para ayudar en la compleja interpretación de la información obtenida mediante el estudio GPR de campo y se generaron modelos más realistas mediante la geometría de gran precisión obtenida a partir del método de fotogrametría de rango cercano. La simulación FDTD demostró su gran potencial e idoneidad para ayudar a comprender el fenómeno de propagación de la señal electromagnética a través de entornos húmedos descartando otras posibles causas de atenuación como pérdidas por dispersión y disminución de la conductividad, entre otras.

Teniendo en consideración la importante y manifiesta influencia de la presencia de agua en la estabilidad y durabilidad de la estructura en las obras de mampostería, resulta de crucial interés la capacidad de detección de zonas húmedas en este tipo de construcciones, para poder llevar a cabo las pertinentes medidas de

conservación y prevención, suponiendo por tanto un factor clave en la toma de decisiones.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al grupo de investigación de Geotecnologías Aplicadas de la Universidad de Vigo por el apoyo prestado, tanto material como humano, a lo largo del desarrollo de este estudio.

5. REFERENCIAS

Alvarado, S., M. Durán and C. Nárdiz (1989): *Puentes históricos de Galicia*, Colegio Oficial de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, Spain.

Annan, P. (2008): "Ground Penetrating Radar: Principles, Procedures and Applications". *Sensors & Software Inc.*, Mississauga, Canada.

Avdelidis, NP. and A. Moropoulou (2004): "Applications of infrared thermography for the investigation of historic structures". *Journal of Cultural Heritage*, **5**:119–127.

Carlomagno, GM., R. Di Maio, M. Fedi and C. Meola (2011): "Integration of infrared thermography and high-frequency electromagnetic methods in archaeological surveys". *Journal of Geophysics and Engineering*, **8**(3):S09.

Casciati, S. and A. Osman (2005): " Damage assessment and retrofit study for the Luxor Memnon Colossi". *Structural Control and Health Monitoring*, **12**(2):139–156.

Clark, M. and MC. Forde. (2003): "Infrared thermography assessment of masonry archbridges: laboratory and field case studies". *Int. Symposium of non-destructive testing in Civil Engineering*. <http://www.ndt.net/article/ndtce03/papers/v084/v084.htm>.

Clark, MR., DM. McCann and MC. Forde (2003): "Application of infrared thermography to the non-destructive testing of concrete and masonry bridges". *NDT&E International*, **36**:265–275.

Colla, C. (1997): "NDT of masonry arch bridges". PhD Thesis. University of Edinburgh.

Colla, C., PC. Das, D. McCann and M. Forde (1997): "Sonic, electromagnetic and impulse radar investigation of stone masonry bridges". *NDT&E International*, **30**(4):249–254.

Daniels, DJ. (2004): "Ground Penetrating Radar". *The institution of Electrical Engineers*, London.

El-Borgi, S., H. Smaoui, F. Casciati, K. Jerbi and F. Kanoun (2005): "Seismic evaluation and innovative retrofit of a historical building in Tunisia". *Structural Control and Health Monitoring* , **12**(2):179–195.

Fernandes, F. (2006): "Evaluation of two novel NDT techniques: microdrilling of clay bricks and ground penetrating radar in masonry". PhD Thesis, Universidade do Minho, Portugal.

Giannopoulos, A. (2005): "Modelling ground penetrating radar by GprMax". Construct. Build. Mater., **19**:755–762.

Giannopoulos, A. (2006): *GprMax2D/3D: Electromagnetic simulator for ground probing radar*. <http://www.gprmax.org>.

Goodman, D., Y. Nishimura, H. Hongo and N. Higashi (2006): "Correcting for topography and the tilt of ground-penetrating radar antennae". *Archaeological Prospection*, **13**(2):157–161.

Hing, CLC. And B. Halabe-Udaya (2010): "Nondestructive testing of GFRP bridge decks using ground penetrating radar and infrared thermography". *Journal of Bridge Engineering*, **15**(4):391–398.

ISO 18434–1:2008 (E). *Condition monitoring and diagnostics of machines—thermography—part 1: general procedures*.

Lubowiecka, I., P. Arias, B. Riveiro and M. Solla (2011): "Multidisciplinary approach to the assessment of historic structures based on the case of a masonry bridge in Galicia (Spain)". *Computers and Structures*, **89**:1615–1627.

Luhmann, T., S. Robson, K. Stephen and I. Harley (2006): "Close Range Photogrammetry: Principles, Methods and Applications". *Whittles publishing of Caithness*, Caithness, Scotland, UK.

Marazzi, F., P. Tagliabue and FM. Corbani (2011): "Traditional vs innovative health monitoring of monumental structures: a case study". *Structural Control and Health Monitoring*, **18**:430–449.

McCann, DM. and MC. Forde (2001): "Review of NDT methods in the assessment of concrete and masonry structures". *NDT&E International*, **34**:71–84.

Melbourne, C., LD. McKibbins, N. Sawar and C. Sicilia Gaillard (2006): *Masonry Arch Bridges: Condition Appraisal and Remedial Treatment*, CIRIA, London.

Meola, C. (2007): "A new approach for estimation of defects detection with infrared thermography". *Materials Letters*, **61**:747–750.

Millard, SG., MR. Shaw, A. Giannopoulos and MN. Soutsos (1998): "Modelling of subsurface pulsed radar for nondestructive testing of structures". *ASCE J Mater Test Civil Eng*,**10**:188–96.

Perez-Gracia, V. (2001): "Radar de Subsuelo. Evaluacion para Aplicaciones en Arqueologia y en Patrimonio Historico-Artistico". PhD Thesis, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, Spain.

Riveiro, B., JC. Caamaño, P. Arias and E. Sanz (2011): "Photogrammetric 3D modelling and mechanical analysis of masonry arches behaviour: an approach based on discontinuous model of voussoirs". *Automation in Construction*, **20**:380–388.

Sandmeier, K.J. (2007): *ReflexW manual v.5.6*, Sandmeier Scientific Software. <http://www.sandmeier-geo.de>.

Santos, CA., CO. Costa and JP. Batista (2012): "Calibration methodology of a visión system for measuring the displacements of long-deck suspension bridges". *Structural Control and Health Monitoring*, **19**:385–404.

Solla, M., B. Riveiro, H. Lorenzo and J. Armesto (2014): "Ancient stone bridge surveying by ground-penetrating radar and numerical modeling methods". *Journal of Bridge Engineering*, **19**:110–119.

Solla, M., H. Lorenzo, FI. Rial and A. Novo (2012): "Ground-penetrating radar for the structural evaluation of masonry bridges: results and interpretational tools". *Construction and Building Materials*, **29**:458–465.

Trela, C., J. Wstman and S. Kruschwitz (2008): "Contribution of radar measurements to the inspection and condition assessment of railway-bridges—case study at a historic masonry arch bridge in Olenica/ Poland. *Wit Transactions on the Built Environment*, **97**:535–544.

Válek, J., S. Kruschwitz , J. Wöstmann, T. Kind, J. Valach, C. Köpp and J. Lesák (2010): "Nondestructive investigation of wet buildingmaterial: multimethodical approach". *Journal of Performance of Constructed Facilities*, **24**:462–472.

Yee, KS. (1966): "Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell's equations in isotropic media". IEEE transactions on antennas and propagation, **14**(3):302–307.

Contamination in the old SPEL facilities (Seixal): geophysical assessment contribution as an input towards its hydrogeological characterization

Contaminação nas instalações da antiga fábrica da SPEL (Seixal): contributo da geofísica para a sua caracterização hidrogeológica

Elsa Ramalho[(1)], Mohamed Khalil[(2)], Judite Fernandes[(1)], Helena Amaral[(1)], Fernando Monteiro Santos[(2)]

[(1)]Laboratório Nacional de Energia e Geologia – LNEG, 2610-999, Amadora, Lisboa, Portugal
elsa.ramalho@lneg.pt, judite.fernandes@lneg.pt, helena.amaral@lneg.pt

[(2)]Universidade de Lisboa, Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa-IDL, Campo Grande, Ed. C8, 1749-016 Lisboa, Portugal
khalil250@hotmail.com, fasantos@fc.ul.pt

SUMMARY

For about 50 years, the remains of the Sociedade Portuguesa de Explosivos (SPEL) production of polinitroaromatic (P-NAC) compounds were deposited inside the SPEL facilities perimeter. Although several studies have been conducted inside the SPEL facilities to assess the environmental impact of contaminated areas, they were mostly restricted to borehole studies and hydrochemical analysis of groundwater. In the present study, this information is complemented with geophysical surveys that comprised several methods (electrical resistivity tomography and both time and frequency domains electromagnetics). These surveys allowed not only an overall assessment of SPEL situation but also an important input towards its hydrogeological and environmental characterization.

1. INTRODUCTION

From 1949 to 1998, the Sociedade Portuguesa de Explosivos (SPEL), located in the Seixal Municipality, was a strong source of soil and groundwater contamination. This contamination was due to polinitroaromatic (P-NAC) compounds production and their deposition in selected areas inside the SPEL facilities. Previous studies conducted in SPEL area already referred it as a contaminated site (Almeida et al., 2002; Carvalho et al., 2004; Amaral et al., 2009) and recognized that P-NAC deposition in both superficial and underground means (soil, groundwater, ecologic system, etc.) caused negative anthropogenic effects. These comprise abstraction and pollution, leading to acidification processes, changes in redox conditions, increasing water electrical conductivity and dissemination of P-NACs, namely trinitrotoluene (TNT), dinitrotoluene (DNT) and nitrotoluene (NT). The region comprises an upper unconfined aquifer and a lower confined aquifer, which are quite well known (Fernandes et al., 1999; Simões, 1998; Almeida et al., 2000, 2002), with some hydrogeological and hydrochemical models (Barreiras, 2009; Amaral et al., 2009), developed to predict dynamic answers to abstraction and contamination scenarios. Both aquifers are intensively exploited, mainly to public water supply, industrial activity and intensive agriculture (CMS, 2009). The interaction evaluation of possible regional contamination region with aquatic and riverside ecosystems is important, since it may lead to impositions in water consumption restrictions, modification of the hydrological regime of the rivers and discharges of residual fluids in the hydrogeological environment (INAG, 1999). Within this framework, all groundwater supply must therefore be evaluated with an extensive program, since it's quite possible that in some isolated cases contaminated groundwater is being used, or exceeding the levels of abstraction recommended to the equilibrium of the hydrogeological system. These scenarios can only be evaluated in a local basis with a large scope of investigation tools whose results will allow establishing a relation with the system. One of the tools to exploit is related with the use of geophysics. In fact, the geophysical properties of hydrocarbon-contaminated sites are different considering short-term contamination or long-term contamination. This last, comprising long time periods of several years to decades is related to the contamination extent of physical, chemical and biological alteration (Atekwana and Atekwana, 2009) and may have a possible similarity between the geoelectrical signatures of the P-NACs. This implies that considerable time and sufficient alteration by environmental and biologic processes is required for the contaminated site to develop physical properties that will show a visible contrast with background conditions and will be different from contaminated regions and similar uncontaminated areas. The degree to which alterations occur will depend on the environmental conditions as determined by subsurface geology, temperature, moisture content, and microbial activity (Atekwana and Atekwana, 2009). Therefore, geophysical investigations can be effectively used to assess geochemical processes at field settings and in laboratory experiments. Just like in the hydrocarbons case, the geophysical signature of the P-NAC contaminated region depend on factors such as the type deposited material, material release history (e.g., continuous release or single release), its distribution relative to air in the vadose zone or water in the saturated zone, hydrological processes (e.g., advective transport, seasonal recharge), the saturation history of the contaminated media and biological processes. Hence, the successful application of any geophysical technique at contaminated sites must be guided by a proper understanding of the factors that govern the geophysical response and which of the factors are likely to dominate the geophysical response.

This paper concerns the study the P-NAC contamination effects in both shallow and deeper aquifers of the SPEL area using geophysical methods that evaluate the geoelectrical properties of the study environment and correlate them with soil geochemical analysis from Gonçalves (2011) and Gonçalves et al. (2012). The use of these methods to investigate the geological structure of the area, the existence of contaminations in both aquifers, inside and outside the SPEL facilities and their relation with hydrogeology were therefore important issues to consider to a better understanding of the global system.

2. GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL FRAMEWORK

From the geographic point of view, the study area is located in Hydrographic Basin of Tejo River, in a sub-region of the Setubal Peninsula (Fig. 1), limited on its northern side by the Tejo River. It is located on the Tertiary Basin of Tejo-Sado ("Bacia Terciária do Tejo-Sado"), an elongated depression in the direction NE-SW, filled with Palaeogene, Miocene and Pliocene deposits, covered in almost the entire area by Quaternary deposits. Generally, the Palaeogene deposits consist on arkoses, conglomeratic deposits, sandstone arkoses, mudstones and marly limestones.

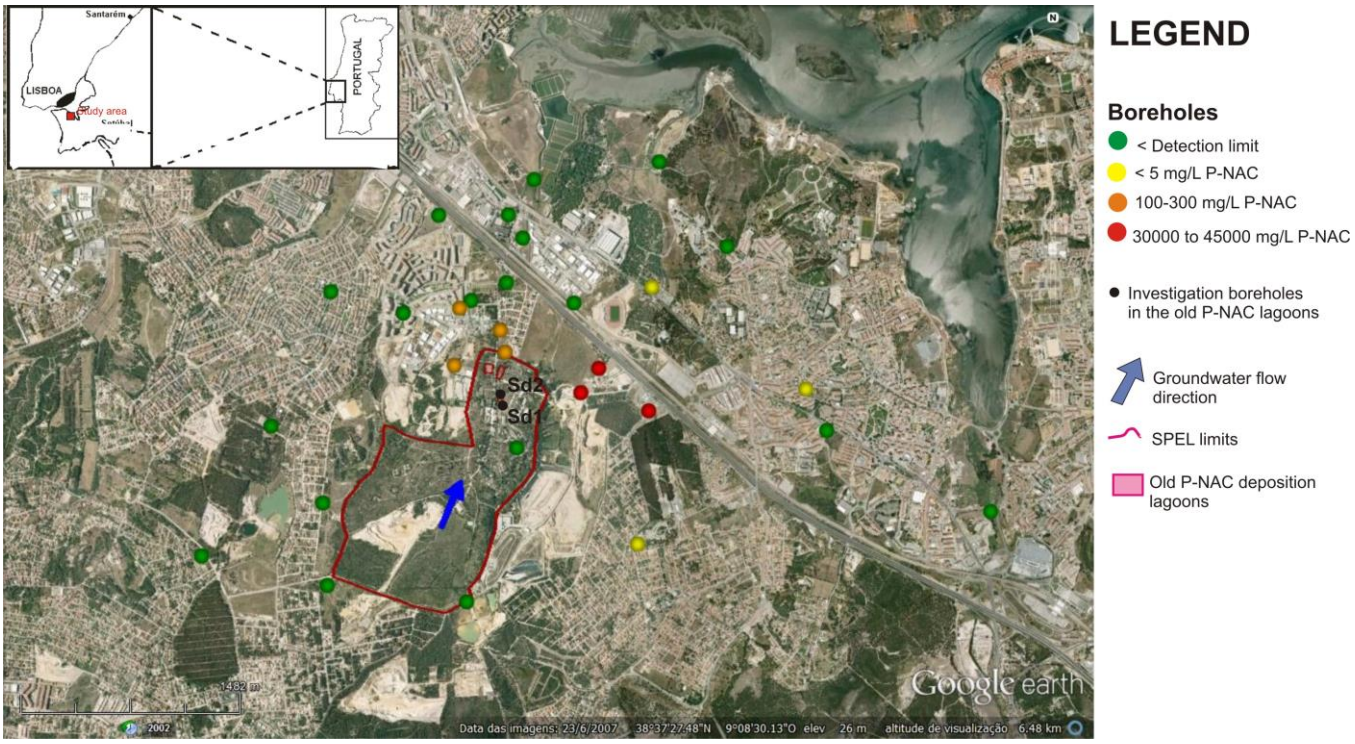


Fig. 1 – Borehole location including investigation boreholes Sd1 and Sd2, their contamination degree and SPEL limits, represented in GoogleEarth image. Groundwater flow direction is indicated. Old P-NACs deposition lagoons are also represented.

The Miocene shows continental deposits alternating with marine deposits, characteristic of a fluvial plain, typical of an estuary and was affected by transgressions and regressions. From the hydrogeological point of view, the study area is within the Aquifer System South Bank of the Lower Tagus Basin. This is a complex multi-aquifer system, consisting of porous layered aquifers, usually confined or semi-confined in depth and with an upper unconfined aquifer in the outcropping formations (PNUD, 1980; Oliveira et al., 1994; EPAL, 1996; Simões, 1998; Almeida et al., 2000; Almeida et al., 2002; Barreiras, 2009). Groundwater flows towards the Tejo channel, in a transverse direction, generally southwards to northwards (Fernandes et al., 1999; Simões, 1998; Fialho, 2009; Simões Ribeiro, 2009; Almeida, 2000; Barreiras, 2009). Recently, following several studies, these aquifer systems have been characterized by an upper aquifer, composed by the most recent Quaternary sedimentary debris and the Upper Pliocene, followed by an aquitard composed by the fine debris and clay layers of the base of the Pliocene/top of the Miocene at average depths ranging from 20 to 35 m in the study area (Barreiras, 2009) (see Fig. 2) and a lower confined multilayered aquifer composed by the base of the Pliocene and by the sandy, marly and lime-sandy layers of the Upper Miocene (Fernandes et al., 1999; Almeida et al., 2000, 2002; Amaral et al., 2009; Barreiras, 2009). The limestones are reached at depths of about 100 m. Fig. 3 shows the geological map of the study area (Pais et al., 2006). Groundwater recharge occurs by direct infiltration on the Pliocene and/or Quaternary debris deposits that yield part of that infiltration to deeper levels of Pliocene and Miocene. The Miocene formations, in turn, receive recharge by drainage and direct infiltration, both from atmospheric precipitation and by infiltration in streamlines, in the outcropping areas. In fact, the shallow phreatic Plio-Quaternary aquifer shows the most problematic contamination levels, but the Lower Pliocene and Miocene confined aquifer also shows contamination, although the aquitard that separates both aquifers attenuates its effects (Amaral et al., 2009). Some of these contaminations are the result of residual waters deposition of the P-NAC compounds production in lagoons inside the SPEL facilities perimeter, and strongly affect locally the shallow phreatic aquifer (see Fig. 1 for contaminated borehole location). However, their global influence in the contamination extent of the area is unknown. According with Almeida et al. (2002) and Amaral (2009), near the zone of the SPEL facilities, groundwater is very acid, and both electrical conductivity and redox potential strongly vary. The reason for this variation is thought to be the geographic distance to the deposition areas.

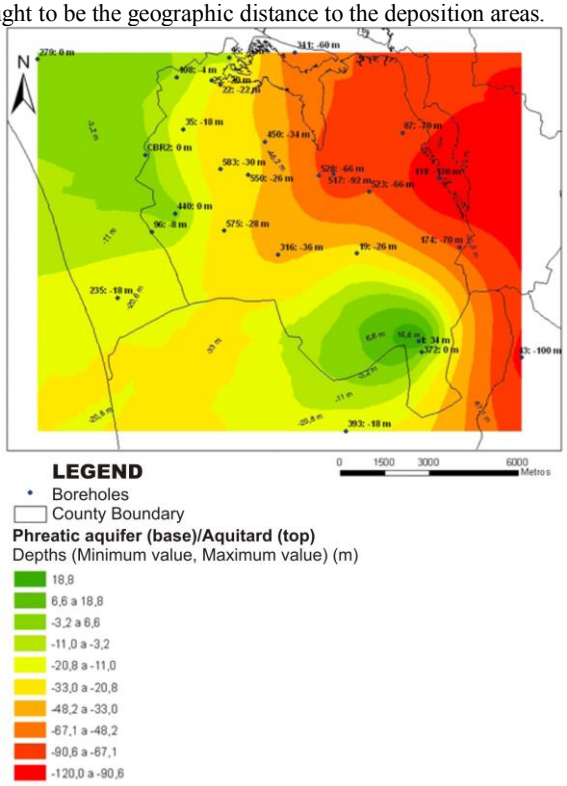


Fig. 2 – Depth of phreatic aquifer base/top aquitard (Barreiras, 2009).

However, the presence of these high values is probably due to the released effluents of SPEL to the deposition lagoons and to a small

streamline, oriented S-N towards the Tejo estuary. On the other hand, due the sandy nature of the soils, these effluents infiltrated, contaminated and acidified the upper aquifer, changing significantly its physical properties.

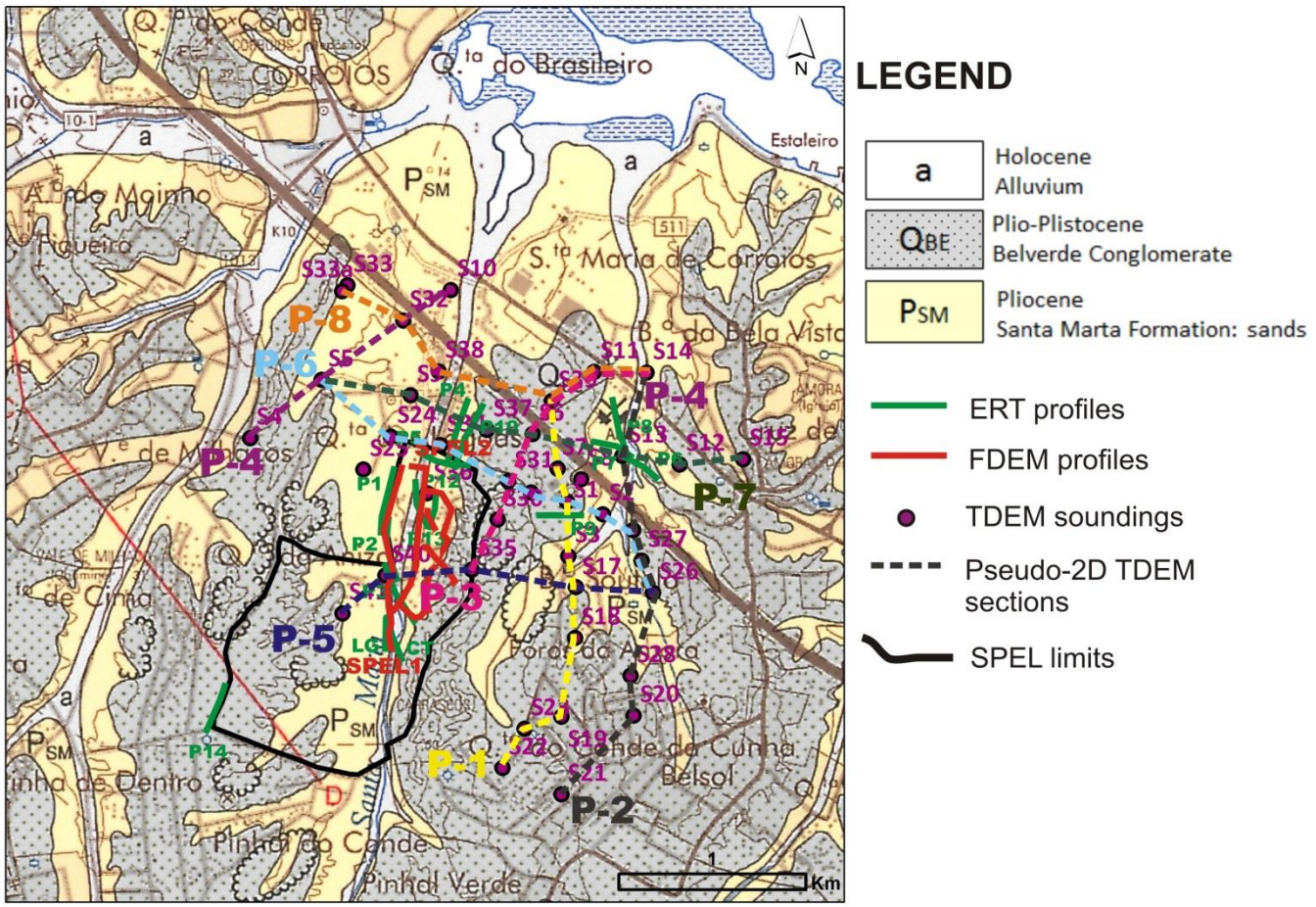


Fig. 3 – Geophysical surveys over the Geological Map of the study area (Pais et al., 2006) with SPEL facilities perimeter location. TDEM soundings (S#) (purple dots) and pseudo-2D sections locations are represented (dashed lines). FDEM profiles created from individual Geonics EM34 soundings are mapped (red solid lines). ERT profiles location is also represented (green solid lines).

To quantify these changes in the physical properties of the soil, two shallow boreholes in one of the old P-NAC deposition lagoons were drilled (Fig. 1) and sampled every meter. Several chemical and physical parameters were measured and related with the geophysical results and general hydrogeology of the area.

3. DATA ACQUISITION AND PROCESSING

Trying to assess the some of the above mentioned aspects of the SPEL contamination and its evolution in depth as an input to the hydrogeological characterization of the area, geophysical surveys comprising several methods were conducted. Therefore, electrical methods (Electric Resistivity Tomography (ERT)) and both time and frequency domain electromagnetic methods (TDEM and FDEM, respectively) were applied in the locations represented in Fig. 3. The obtained information was used to assess the existence of a characteristic geoelectrical response in P-NAC contaminated zones and to (i) help defining the geological and hydrogeological model of the studied area (ii) help defining the 3D contamination plume, (iii) identify the areas with high contaminant concentration, (iv) infer the existence of structures in depth that may influence contaminant transport.

TDEM

TDEM methods were applied using the device TEM-Fast48. The survey tried to cover either very contaminated zones or background zones without contamination. 41 soundings covering a large area were measured (Fig. 3). A single loop (50x50 m) worked simultaneously as a transmitter and a receiver. A 4 A current was applied and acquired data were processed and interpreted using software *TEM-RES*, that allows inversion and 1D modeling of the TDEM soundings data. Pseudo-2D sections were created after the 1D models inversion (Figs. 3 and 4).

FDEM

FDEM surveys were conducted with the Geonics EM34 device (Geonics, 1990) along 3 major N-S profiles in the SPEL area and in the old P-NAC deposition lagoons, comprising 178 soundings (Fig. 3). This method was already used in Portugal to help diagnosing environmental problems related with hydrocarbons (Senos Matias et al., 2007). Data acquisition geometry used horizontal dipole mode (HDM) and vertical dipole mode (VDM) with cables length of 10, 20 and 40 m, corresponding respectively to 6.4, 1.6 and 0.4 kHz (Geonics, 1990) and reaching approximately depths of 7.5 m, 15 m, 30 m and 60 m. The inverted resistivity profiles were obtained with the software *em342d* developed by Monteiro Santos (2004) using a 1D laterally constraining method which has already proved to be effective detecting geological structures (Monteiro Santos, 2004) and environmental problems (Senos Matias, et al., 2007; Ramalho et al. 2009). The final model is a simplified representation of an electrical resistivity or conductivity bi-dimensional model. Rms of the models obtained ranged between 32 and 35 %.

ERT

The location of the 15 ERT profiles was defined according with the results of the TDEM and FDEM surveys (Fig. 3). The device Syscal-Pro with multi-electrode system was used to measure subsurface electrical resistivity using several arrays (mostly Wenner and Schlumberger). Profile length ranged from 170 to 340 m. Electrical resistivity and induced polarization (IP) data were acquired simultaneously. Investigation depths ranged from 12 m (in the shortest profiles) to 43 m (in the longest profiles). Data processing was conducted with the commercial software *RES2D-Inv* (Loke & Barker, 1995) and inverted 2D high-resolution resistivity models were created. Two of these ERT profiles were conducted in the old P-NAC deposition lagoons.

To validate and help understanding geophysics results, namely ERT and FDEM, two boreholes reaching the phreatic level (PL) (both with 9 m deep) were drilled with the goal of crossing high (Sd1) and low (Sd2) electrical resistivity zones in one of the P-NAC deposition lagoons (Fig. 1). This lagoon is located downstream of the settling tanks that may correspond to one of the most contaminated sites. For each meter in the boreholes, the last 30 cm were collected for sampling and analysis. The samples were collected to measure the vadose zone, aquifer matrix and soil properties. Laboratory analysis included granulometry, soil mineralogy, clay identification, texture, porosity, pH, organic matter content, P-NAC quantification (TNT, DNT and NT), other half-volatile and volatile organic compounds, microbiology (Gonçalves, 2011) and electrical parameters (resistivity and conductivity). The distribution in depth of these parameters gave indications about the factors that influence contaminants mobility (Condesso Melo et al., 2012; Gonçalves et al., 2012) and was related with the modeling obtained through the use of geophysical methods, to correlate it with Atekwana and Atekwana (2009) conclusions applied to hydrocarbons contamination.

4. RESULTS

According with the applied method and array characteristics, these surveys reached different depths with different accuracies. However, they complemented 2D images of the most important features of the SPEL area in some areas and shallowest depths were investigated. The application of ERT and electromagnetics (TDEM and FDEM) was tested either in confirmed organic contaminated or background sites inside and around the SPEL facilities. Moreover, they were complemented by the study of existing boreholes and the drilling of Sd1 and Sd2 shallow boreholes in the old P-NAC deposition lagoons (Figs. 1 and 3).

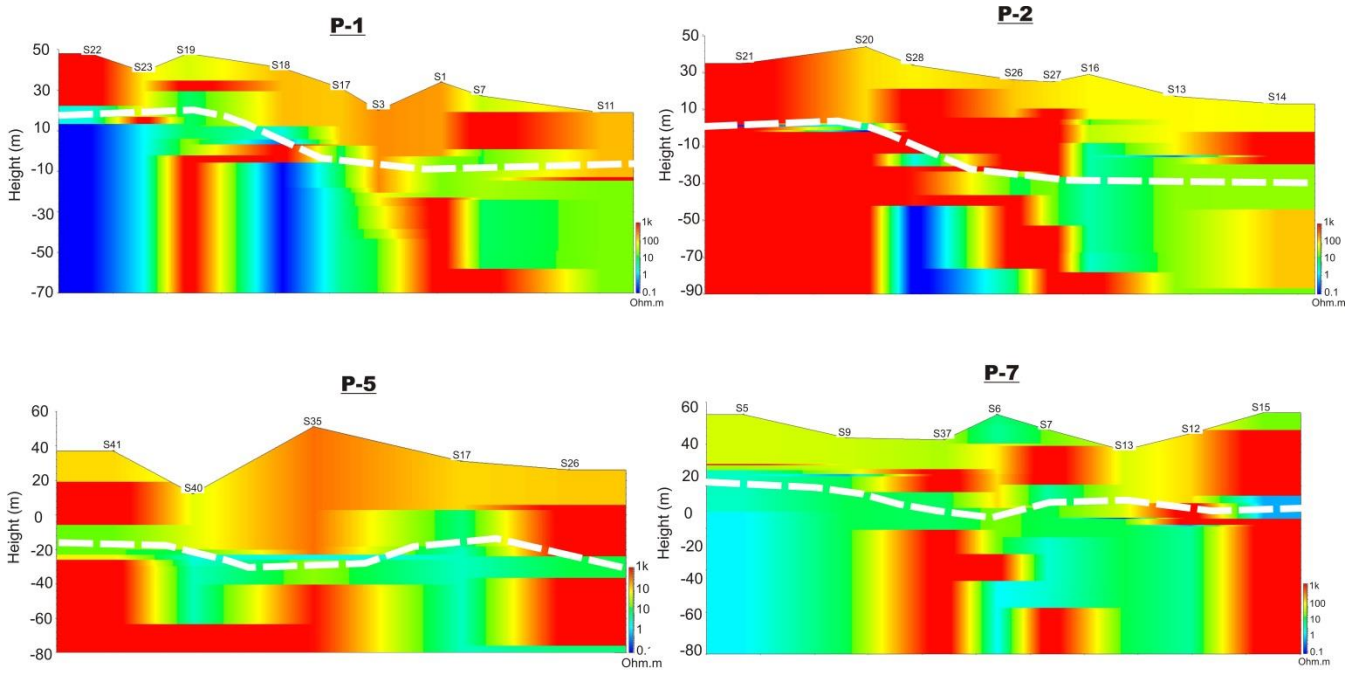


Fig. 4 – Pseudo-2D TDEM profiles P-1, P-2, P-5 and P-7 depicted in Fig. 3. The shallower higher resistive layer corresponds to the unsaturated zone with average depths of 10 m. Bellow 40 m depth, very low resistive layers are detected in the northern part of the surveyed area, corresponding to the zones where groundwater flows, and may be attributed to the phreatic aquifer base/top aquitard boundary. Dashed white lines in every pseudo-2D section show the continuity of a low resistivity layer related with the aquitard presence.

Based on TDEM soundings location, their 1D inversion models and hydrogeological information about groundwater flow direction, 8 pseudo-2D electrical resistivity sections were constructed to highlight their regional variation (Figs 2 and 4). These pseudo-2D geoelectrical sections show that globally there is a low resistivity background with high resistivity areas presenting different thicknesses (Fig. 4). These high resistivity zones are distributed at different depths and are compatible with the existence of aquifer layers containing less mineralized groundwater. The low resistivity zones that are detected in depth in the southern part of P-1 are located in the sand exploitations that still exist in the area. Sometimes, in some areas, both aquifers are connected and have the shape of a continuous geoelectrical layer, showing some confinement that becomes laterally and spacially discontinuous in some other zones. In some other areas, the abrupt variation of the electrical resistivity values may result from structural unconformities, namely faults. Shallow high electrical resistivity values allow inferring a relatively constant PL.

Along the FDEM 2D profiles (Fig. 5), there is a shallower zone (<15 m deep) with higher electrical resistivity that may reach values > 2500 ohm.m, that will correspond to the unsaturated sandy zone. Generally, there is a non-continuous zone with intermediate resistivities > 50 ohm.m, down to an average depth of about 40 m, which is often represented in the 2D pseudo-sections in Fig. 4. This also seems to be discontinuous and borehole analysis confirms this assumption. Irregularities in the lateral continuity in electrical resistivities may have a natural origin and, as mentioned before, may be due to local changes in the characteristics of the geological formations. On the other hand, in some areas, they may also be due to anthropic origin, since there is

a strong possibility of materials deposition in these zones. To reinforce this assumption, Fig. 5 highlights the previous considerations. But the Geonics EM34, although expedite, easy-to-use and reaching depths of about 60 m, has the disadvantage of the very low resolution in shallower zone.

To overcome this situation, due to their higher shallow resolution, the ERT inverted profiles allowed having a clearer visualization of the electrical resistivity variation, which has improved significantly the quality of shallow data in crucial spots, making them able of being correlated with the chemical and physical characteristics of the contaminated areas (Figs. 1, 3 and 6).

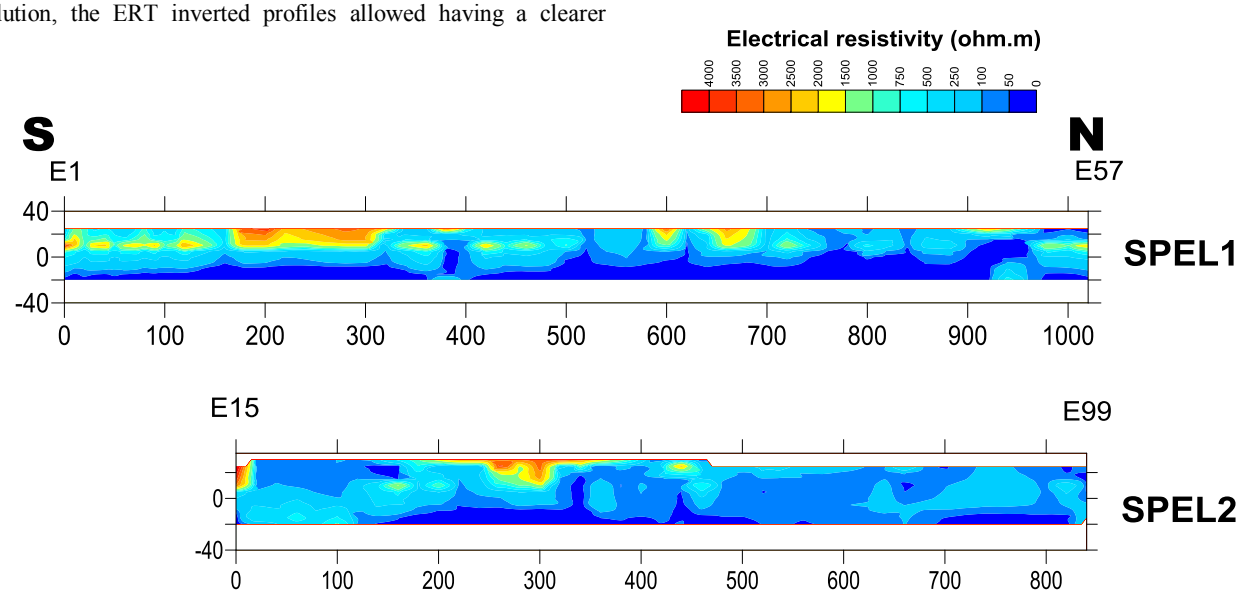


Fig. 5 – FDEM electrical resistivity inverted SPEL1 and SPEL2 profiles.

These 2D modeled ERT resistivity sections were displayed with a standard scale, chosen according with the global resistivity values, and correlated with borehole logs analysis and TDEM 1D inverted soundings. Due to the existence of many negative chargeability values, IP data were not interpreted. ERT profiles analysis shows a clear coherence between the phreatic surface of the shallow aquifer in uncontaminated areas and the distribution of the electrical resistivity values < 100 ohm.m. Since the profiles were conducted at different heights, the PL was detected at expected depths, following topography.

ERT 2D resistivity models confirmed the local hydrogeological model. Most times, the PL is well marked, topography dependent and gave indications about its variation and electrical resistivity of the saturated zone, which is lower than 100 ohm.m (Fig. 6). These features can also be observed in FDEM inverted profiles from Fig. 5. FDEM geophysical investigation reaching deeper layers also allowed assessment of eventual deviations to the hydrogeological background trends that were also studied in the area.

Profile P1, located downstream of the contaminated area, shows resistivities ranging from 100 to 200 ohm.m between the PL (about 12 m depth) and 45 m. This corresponds to the saturated zone although there seems to be an unconformity in the W part of the profile, which corresponds to the graveyard influence. Profile P5 (Fig. 6) reflects its beginning next to a streamline and shows a clear connection with the PL of the aquifer.

P7 is located in a P-NAC contaminated area with boreholes showing contamination ranging between 30000 to 45000 mg/L (see Fig. 1). Here, obtained resistitity values are intermediate ranging from 200 to 850 ohm.m and in the shallowest depth, just like in the old P-NAC deposition lagoon, located southwards.

P10 (Fig. 6), carried out after an intensive precipitation period, shows soil saturation clearly and infiltration from surface.

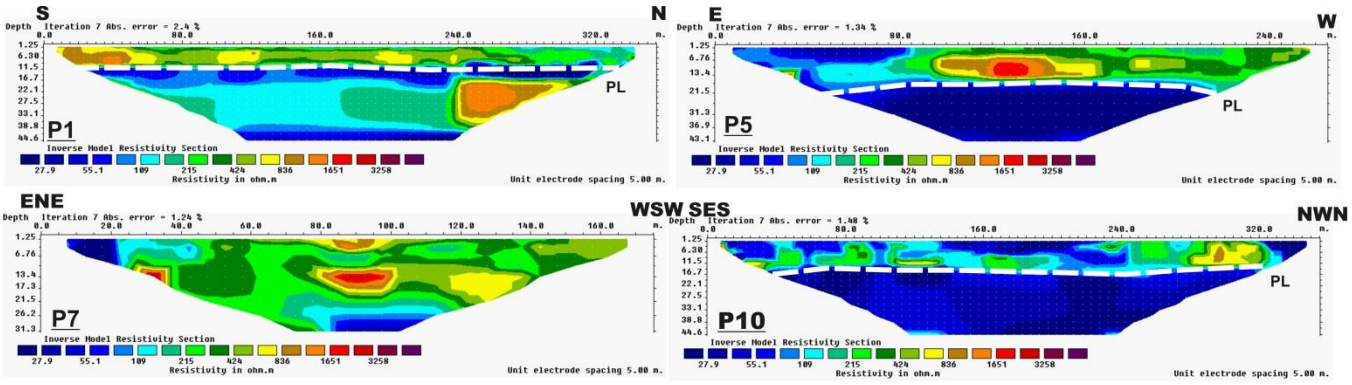


Fig. 6 – ERT resistivity profiles P1, P5, P7 and P10, displayed with a standard scale. Dashed white lines in every ERT profiles show the phreatic level (PL).

Zooming the investigation to the old deposition P-NAC lagoons (Figs. 1 and 7), P-NAC organic contamination is more accentuated in fine to coarse sands crossed by Sd2 and seems to be reflected in the intermediate resistivity range, from 200 to 850 ohm.m and in the shallowest depth. Lower contamination values (Sd1) correspond to higher resistivities (>850 ohm.m).

Sd1 borehole shows more constant values than Sd2. Sd2 is located in a zone showing higher P-NAC concentration than Sd1, as seen from the NT, TNT and DNT concentration variation in

depth. This last borehole shows a strong variation in depth regarding NT, TNT and DNT.

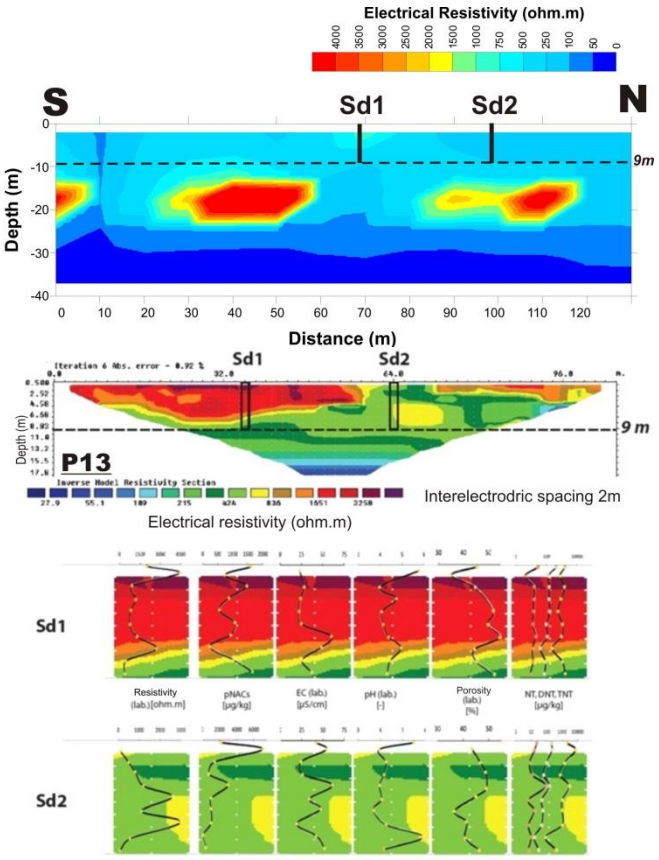


Fig. 7 – FDEM, ERT P-13 and boreholes Sd1 and Sd2 physical and chemical analysis of the old P-NAC deposition lagoons. Variation in depth of some laboratorial parameters from samples of Sd1 and Sd2 shallow boreholes. Projection of the measured parameters in the ERT profile crossing both soundings down to the phreatic level, namely electrical resistivity (ohm.m), P-NACs (µg/kg), electrical conductivity (µS/cm), porosity (%) and NT, DNT and TNT (µg/kg) (geochemical analytical data from Gonçalves, 2011).

5. DISCUSSION

The relation between electrical resistivity values compatible with contaminations in the upper and deeper aquifers and in P-NAC deposition lagoons was studied through the geoelectrical characterization of the contaminated and non-contaminated areas. All the geophysical and borehole analysis results (Gonçalves et al., 2012) were jointly interpreted as tools to help interpreting hydrogeological conditions related with the presence of aquifers, their hydraulic conditions and correlation with results from soils geochemistry in P-NAC contaminated areas. Some features were clearly marked and helped understanding contamination distribution and direction towards the Tejo River. Regarding P-NAC concentration deposition in the old lagoons, these compounds alter mineral surfaces and the pore structure of the aquifer in such a way that may be detectable by ERT. Moreover, alterations such as temperature increasing and water electrical conductivity increase can also affect a variety of geophysical properties (e.g., higher pore water temperatures can increase the bulk electrical conductivity). In Sd1 and Sd2 boreholes, the distribution in depth curves of the measured parameters gave indications of which factors influence the contaminant mobility and were related with modeling obtained after processing the several applied geophysical methods, specially the ERT survey. Higher bulk electrical conductivity is coincident with the zone impacted by P-NAC deposition. In both investigation boreholes located in the old P-NAC deposition lagoons, there is a fairy good correspondence between lithological variations and P-NAC concentration. These lithological variations range from fine, medium to coarse and very coarse sands and are equivalent to a correspondent decrease in porosity and a significant increase in permeability. Since the porosity decrease and permeability increase don't make P-NAC retention easier, the abrupt changes in the P-NAC concentration curves are in accordance with the lithology type.

Regarding electrical conductivity and electrical resistivity curves, the results were obtained in different laboratories under different humidity conditions. The variation inversion of both parameters is not therefore direct. But electrical resistivity values in the electrical resistivity curve variation in Sd1 are higher than in Sd2. From Fig. 7, it is visible that the biological and chemical changes responsible for the variations in the geophysical properties in the contaminated environment often occur at discrete depth intervals. In fact, the signature of the electrical properties in the P-NAC contamination plume and deposition area is not clear, due to the lithology heterogeneity in the contaminated sites. This heterogeneity influences factors like permeability that in turn influence electrical properties and cause these pronounced variations. However, the geoelectrical signature must change in time and be different according with the time-lapsed from the materials deposition. Since the SPEL closed its activity about 15 years ago, deposition was carried out before that data; therefore it must be considered as long time since deposition. In this case, the electrically resistive layer from 2D inverted profiles suggests a mixed association of the unsaturated zone and long-term contamination. As Amaral (2009) states, the P-NAC concentration in both aquifers is similar suggesting interconnection between them, and distributed in three different areas regarding contamination levels. However, although geophysical investigation depths did only reach the lower aquifer in the TDEM soundings, their electrical signature is not clear, due to the alternate presence of clays and sands disturbing data interpretation. The spatial and lateral unconformity of the clayey and sandy layers reflected by the alternating electrical resistivity confirmed the possibility for their local confinement, relation with hydrogeology and the existence of contaminations, namely P-NAC compounds.

The TDEM method applied in urban environments sometimes shows several constraints (Porsani et al., 2012). Although pseudo TDEM sections show strong heterogeneity, the hydrogeological model was confirmed in most profiles. In the areas where regional contamination in the lower aquifer is confirmed, electrical resistivity values tend to be lower in depth. The areas nearer the Tejo River border show low resistivity layers, but the blocks heterogeneities also suggest the existence of structural features affecting the area, together with strong layer discontinuity. The different depth range of the several investigation methods applied (ERT, FDEM and TDEM) and the results obtained regarding electrical resistivity variation allows confirming the conceptual model in the upper aquifer for the contamination spreading inside the SPEL facilities created by Amaral et al. (2009) (Fig. 8).

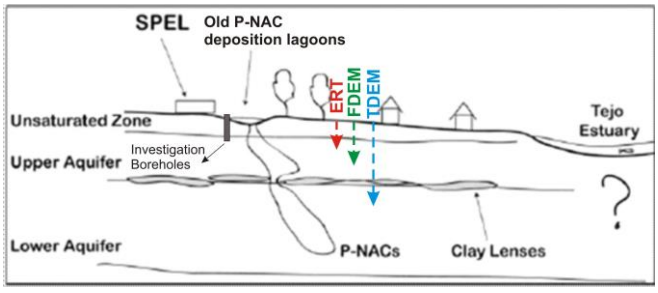


Fig. 8 – Schematic geological model of the SPEL site with representation of the depth reached by the several geophysical surveys and drilled boreholes (not to scale) (adapted from Amaral et al, 2009).

6. CONCLUSIONS

The old deposition P-NAC lagoons may show a typical electrical resistivity distribution from long term contamination. Maximum changes in geophysical signatures occur in the tension saturated, capillary, and upper portion of the saturation zones (Atekwana and Atekwana, 2009), which means that in this case, the high electrical resistivity values should not be extended beyond about 10 meters depth, with higher NT, TNT and DNT concentrations in the shallowest meters. These geophysical surveys comprising electrical and electromagnetic methods (ERT, FDEM and TDEM) helped to characterize geoelectrically the main environments inside SPEL perimeter and its contamination patterns regarding long-term P-NAC contaminations. It also allowed relating them with groundwater characteristics and soil sampling analysis. With the available information, a conceptual model for the contaminant dispersion in depth in the TNT and DNT deposition lagoons was also essayed and generic model proposed by Amaral (2009) was confirmed. This work was used to a better understanding how contaminations are distributed inside the SPEL perimeter and their possible consequences in the future. An overall evaluation of SPEL situation and its environmental impact in the groundwater quality of the area was conducted.

7. AKNOWLEDGEMENTS

The authors with to thank Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) for funding the project "Desenvolvimento de novas estratégias de amostragem, análise e modelação para caracterização da contaminação dos solos e águas subterrâneas por contaminantes orgânicos" – CRUDE (PTDC/CTE-GEX/72959/2006). Thanks are also due to Dr. Teresa Cunha.

8. REFERENCES

Almeida, C. C, Mendonça, J. J. L., Jesus, M. R. and Gomes, A. J. (2000) – Sistemas aquíferos de Portugal Continental. – Sistema aquífero: Bacia do Tejo-Sado/Margem Esquerda (T3). *Instituto da Água*, Lisboa, pp. 625-640.

Almeida, C. C., Costa, M. C., Dill, A. C., Fernandes, J., Francès, A., Midões, C., Muller, I., Nunes, F., Nuzzo, M. and Reis, M. P. (2002) – Reabilitação de Aquíferos Contaminados pela Indústria – Resultados Preliminares no Caso de Estudo do Seixal, *6 Congresso da Agua*. APHR – Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos, Porto.

Amaral, H.I.F., Fernandes, J., Berg, M., Schwarzenbach, R. P. and Kipfer, R. (2009) – Assessing TNT and DNT groundwater contamination by compound-specific isotope analysis and 3H-3He groundwater dating: a case study in Portugal. *Chemosphere*, **77**, 805-812.

Atekwana, E. A. and Atekwana, E. A. (2009) – Geophysical Signatures of Microbial Activity at Hydrocarbon Contaminated Sites: A Review. *Surveys in Geophysics*, DOI 10.1007/s10712-009-9089-8.

Barreiras, N. (2009) – Contribuição para a Caracterização e Modelação Hidrogeológica do Concelho do Seixal. *Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Geológica (Georrecursos), Monte de Caparica*.

Carvalho, F. P., Dill, A., Fernandes, J., Almeida, C. C., Oliveira, J. M., Ferrador, G. and Lopes, I. (2004) – Estudo sobre a contaminação do sistema aquífero da margem sul do Tejo, na zona de Corroios e Amora. *VIII Conferência Nacional de Ambiente*, 27 a 29 de Outubro 2004, Lisboa.

CMS – Câmara Municipal do Seixal (2009) – Site in the network of the Geographical Information System of Seixal County: http://sig.cm-seixal.pt/sig/

Condesso de Melo, M. T., Fernandes, J., Neves, C., Miraldo Ordens, C., Barreiras, N., Vandenbohede, A., Amaral, H., Ramalho, E., Batista, M. J., Gonçalves, C., Almeida, J. A., Quental, P., Brito, G., Viana, P., Gama, A. C., André, S., Silva, E., Grangeia, C., Senos Matias, M., Inácio, M., Marques da Silva, M., Patinha, C., Khalil M., Monteiro Santos F., Danko, A. and Sá Pereira P. (2012) – Aplicação de uma metodologia multidisciplinar para a caracterização da contaminação das águas subterrâneas por contaminantes orgânicos. *Livro de Resumos do 11º Congresso da Água*.

EPAL (1996) – Plano Director de Desenvolvimento do Sistema de Abastecimento da EPAL, Fase I – Estudos de Base. Volume VII – Avaliação das disponibilidades – Origens subterrâneas.

Fernandes, J.; Almeida, C. C. and Mimoso, P. (1999) – Modelos de Transporte: um exemplo de aplicação. *Seminário sobre Águas Subterrâneas*. APRH, Lisboa, 14 pp.

Fialho, R.G. (2009) – Caracterização dos parâmetros hidráulicos do sistema aquífero Bacia do Tejo Sado/Margem esquerda na área do concelho do Seixal. *Dissertação apresentada ao Instituto Superior Técnico da Universidade Técnica de Lisboa para obtenção do grau de mestre em Hidráulica e Recursos Hídricos*, Lisboa.

Geonics Ltd. (1990) – EM34-3 and EM34-3XL Operating Instructions.

Gonçalves, C. S. M. (2011) – Implementação do método analítico para a determinação de compostos poli-nitroaromáticos (explosivos) em solos e águas – aplicação a um caso de estudo do Seixal. *Tese de Mestrado, Universidade do Algarve, Faculdade de Ciências e Tecnologia*. 71p.

Gonçalves, C., Amaral, H.I.F., Fernandes, J., Batista, M.J., Gama, C., André, S and Abreu, M. (2012) – Spatial distribution of explosive compounds in the vadose zone of a contaminated site, Portugal. *Book of Abstracts of 9º International Symposium of Environmental Geochemistry, University of Aveiro*, Portugal 92p.

INAG – Instituto da Água (1999). Plano de Bacia Hidrográfica do Tejo. Vol. II – Enquadramento. *Instituto da Água*, Lisboa.

Loke, M. H. and Barker, R. D. (1995) – Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, **60**, 1682–1690.

Monteiro Santos, F. A. (2004) – 1-D laterally constrained inversion of EM-34 profiling data. *Journal of Applied Geophysics*, **56**,.123-134.

Monteiro, Santos F. A., Almeida, E. P., Castro, R., Nolasco, R. e Mendes-Victor, L. (2002) – A hydrogeological investigation using EM34 and SP surveys. *Earth, Planets and Space*, **54**, 655-662.

Oliveira, M. M., Moinante, M. J. and Lobo-Ferreira, J. P. (1994) – Estudo de Caracterização dos Aquíferos e dos Consumos de Água na Península de Setúbal: Contribuição do LNEC para o Relatório da HP a Entregar à EPAL em Fevereiro de 1994. *Relatório Final*.

Pais, J., Moniz, C., Cabral. J., Cardoso, J. L., Legoinha. P., Machado, S., Morais, M. A., Lourenço, M. C., Ribeiro, M. L., Henriques, P. and Falé, P. (2006) – Folha 34-D Lisboa da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50 000. Departamento de Geologia, INETI – Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa. Carta 1:50.000 e Notícia Explicativa.

PNUD (1980) – Étude dês aux souterraines de la péninsule de Setúbal (système aquifère Mio- Pliocène du Tejo et du Sado). Repport final sur les résultats du project, coclusions et recommendations. Programme des Nations Unies pour le Developpement, Direcção-Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos, Lisboa, 89 p.

Porsani J. L., Bortolozo, C. A., Almeida, E. R., E. N. S. Sobrinho and Santos, T. G. (2012) – TDEM survey in urban environmental for hydrogeological study at USP campus in São Paulo city, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, **76**, 102–108.

Ramalho, E., Carvalho, J., Barbosa, S. and Monteiro Santos, F. A. (2009) – Using geophysical methods to characterize an abandoned uranium mining site, Portugal. *Journal of Applied Geophysics*, **67**, 14-33.

Senos Matias, M., Hermosilha, H., Ramalho, E. C., Costa, A., Pereira A. P. and Santos, R. (2007) – Hydrogeophysical survey in a hydrocarbon contaminated site. *Proceedings of Near Surface Geophysics 2007*, Istambul. 4p.

Simões Ribeiro, M. M. M. (2009) – The Cenozoic aquifer system of the Lower Tagus Basin: a description of the hydrogeological situation in the Almada region (Portugal). *Hydrogeology Journal*, Springer-Verlag, **17: 4**, 999-1009.

Simões, M. M. M. (1998) – Contribuição para o conhecimento hidrogeológico do Cenozóico na Bacia do Baixo Tejo. *Dissertação de Doutoramento, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova Lisboa*, 310 p.

Caracterización mediante gravimetria de la estructura geológica de Hontomín (Burgos).

Gravimetric characterization of the geological structure of Hontomín (Burgos).

Rubio, F.M.[(1)].; Ayala, C[(2)].; García Senz, J.[(1)]; Rey Moral, C.[(1)] ; García Lobón, J.L.[(1)]; Ortiz, G[(3)] y De Dios, J.C. [(3)]

[(1)]Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid), email: fm.rubio@igme.es
[(2)] Instituto Geológico y Minero de España (IGME), actualmente visitante en el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, ICTJA-CSIC, Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona.
[(3)] CIUDEN, Avda. del Presidente Rodríguez Zapatero s/n, 24492 Cubillos del Sil (León), email: gema.ortiz@ciuden.es y jc.dedios@ciuden.es

SUMMARY

In early 2010 the Instituto Geológico y Minero de España (IGME) and the Fundación Ciudad de la Energía (CIUDEN) established two agreements for gravity and microgravity characterization of the geological structure selected for CO2 storage in Hontomín, Burgos. These agreements included a structural gravity survey in order to study the regional geology frame and obtain models of the crustal structure to better understand the geological and tectonic context in which the storage complex is located. The survey was carried out with a sampling density of 2 gravity points per square kilometer. The processing and interpretation of gravity data allows to obtain the map of Bouguer anomalies (with a reduction density of 2.4 g/cm3). Taking into account all available information: mechanical drilling, well-logging and seismic lines, and the geological knowledge of the area, NS and EW geological crossections have been built for 2.5D gravity modelling. The geological sections and gravimetric profiles have provided valuable information on the distribution of materials in the basement and have been of extraordinary importance in the subsequent geophysical and geologic 3D modeling of Hontomin structure.

According to the second agreement IGME-CIUDEN a microgravimetric survey was carried out with the aim of using the Bouguer anomaly obtained to build a 3D model using stochastic gravimetric inversion to investigate the geometry and density distribution in the structure comprising the reservoir. The survey covered an area of 4 km x 4 km with a total of 1600 points measured on a grid of 100 mx 100 m. A Bouguer anomaly map and a residual anomaly map were calculated. 3D inversion of the gravity grid constrained with petrophysical data provided a 3D geological model of the structure. The model, which extends to a depth of 4800 m, consists of voxels of 50m x 50m x 50m. Moreover, the most important contribution of the gravity model is the geometry of the top of the basement that appears slightly bent. Two basements faults that do no crop have been identified that determine major structural changes at the regional scale.

1. INTRODUCCIÓN

A inicios de 2010, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Fundación Ciudad de la Energía (CIUDEN) establecieron unos Acuerdos Específicos para la caracterización gravimétrica y microgravimétrica de la estructura geológica seleccionada para la Planta de Desarrollo Tecnológico de Almacenamiento Geológico de CO_2 en Hontomín, Burgos. Un Acuerdo comprendió la realización de una campaña de gravimetría regional, con objeto de estudiar el encuadre regional y obtener modelos gravimétricos de la estructura cortical para entender mejor el contexto geológico-tectónico en el que está ubicado el almacén de Hontomín. El otro acuerdo comprendió la ejecución, dentro del área cubierta por la gravimetría regional, de una campaña de microgravimetría; uno de sus objetivos ha sido realizar un modelo gravimétrico 3D del reservorio que fuera consistente con el resto de datos geofísicos disponibles. Estos trabajos fueron ejecutados por el IGME entre Abril de 2010 y Marzo de 2011.

2. ÁREA GEOGRÁFICA Y MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio está situada al norte de Burgos, en los alrededores de la localidad de Hontomín, en la denominada Plataforma Burgalesa (Burgos).La población más al sur de la zona de estudio es la de San Martín de Ubierna, y la más importante en el noreste es Poza de la Sal (Figura 1). La topografía de la zona de estudio presenta elevaciones entre 880 y 1040 m, siendo la mayor parte de la zona relativamente llana, con cotas entre 960 y 1040 m, y pendientes bastante suaves.

La estratigrafía de la zona de Hontomín se puede determinar principalmente gracias a los datos proporcionados por los sondeos Hontomín-1, Hontomín-2, Hontomín-3, Hontomín-SW1 y Hontomín-SW2 (Figura 2).Estudios geológicos previos, realizados a partir de los datos de los sondeos existentes, determinan que la sucesión mesozoica presenta importantes variaciones laterales de espesor, sobre todo en lo que se refiere a las secuencias del Jurásico Superior y Cretáceo Inferior. El Jurásico Inferior también refleja cambios de espesor, mayormente debidos a la existencia de fallas. Los materiales más antiguos documentados en la zona son las arcillas y yesos del Keuper. Los datos del sondeo Hontomín-1 indican que estos materiales forman el núcleo del diapiro de Hontomín. El mapa geológico (Figura 2) muestra arcillas, yesos y ofitas del Keuper aflorando a lo largo de la falla de Ubierna, de dirección NO-SE, y en el núcleo de un domo situado al SO de Montorio.

Por encima de los materiales anteriores, se sitúan las dolomías y carniolas que caracterizan el límite entre el Triásico y el Jurásico Inferior. En diversos sondeos se han identificado dolomías y anhidritas que corresponden a este tramo. En superficie afloran dolomías, carniolas y calizas alrededor del Keuper en el domo localizado al SO de Montorio. Esta unidad presenta un grosor de 136 m en el sondeo Hontomín-1 (Figura 2).

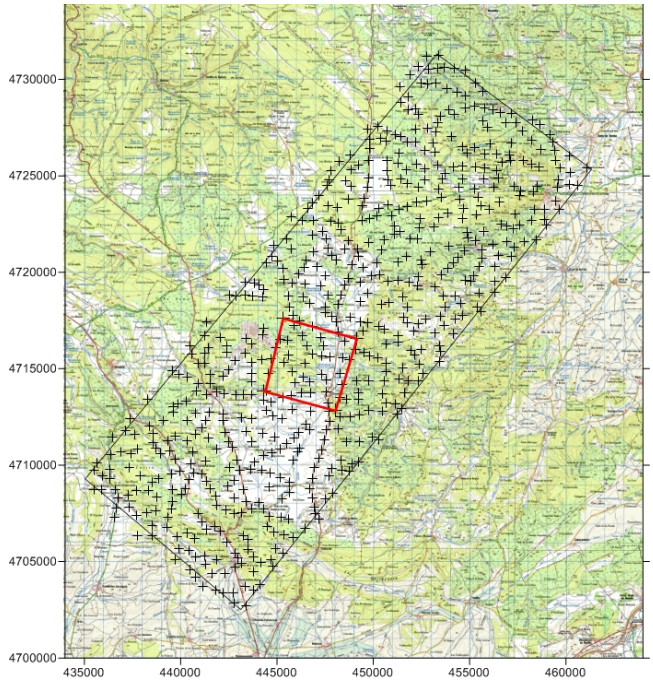


Figura 1 –Mapa de situación de la zona de trabajo, el recuadro en negro delimita la zona de la gravimetría regional, y el rojo la zona de la microgravimetría. Las cruces negras representan los puntos de la gravimetría regional.(*Map of the working area, black square indicates the limit of the zone of the regional gravimetry*)

En la zona de estudio el Jurásico Inferior (Lías) y Medio (Dogger) están formados por margas y calizas de origen marino. En los tres sondeos perforados cerca de Hontomín se han determinado potencias de entre 229 y 504 m de estos materiales. En los sondeos Hontomín-SW1 y 2, al NE de la falla de Ubierna, la presencia del Lías y Dogger margocalcáreos es más modesta (54 m de potencia). En superficie sólo afloran pequeños retazos de margas y calizas del Lías y Dogger en las proximidades del domo al SO de Montorio y en algunos puntos de la falla de Ubierna.

Discordantemente por encima del Jurásico marino se disponen areniscas, arcillas y rocas carbonatadas en facies Purbeck. Estos materiales aparecen fundamentalmente en el subsuelo, en los sondeos al SO de Hontomín, donde presentan entre 307 y 375 m de potencia. De los tres sondeos próximos a Hontomín, las facies Purbeck sólo aparecen en Hontomín-3, donde alcanzan 133 m de grosor (Figura 2). Los escasos afloramientos de estos materiales quedan restringidos, como el resto del Jurásico, al domo localizado al SO de Montorio y a la traza de la falla de Ubierna. Las unidades del Cretácico Inferior, aflorantes en la zona de estudio, están constituidas por materiales detríticos en facies Weald y Utrillas. Las facies Weald están formadas por areniscas y conglomerados silicios. Las facies Utrillas consisten en areniscas, gravas y arcillas. Afloran principalmente en el núcleo del anticlinal dispuesto a lo largo de la falla de Ubierna, y rodeando a las rocas triásicas y jurásicas del domo al SO de Montorio. Los sondeos muestran que los materiales del Cretácico Inferior tienen espesores significativos. En el sondeo Hontomín-1, la potencia total del Cretácico Inferior es de 988 m, 447 m en facies Weald y 541 m en facies Utrillas. En el sondeo Hontomín-2, la potencia del Cretácico Inferior es de 763 m, 180 m en facies Weald y 583 m en facies Utrillas. En Hontomín-3, el Cretácico Inferior alcanza los 749 m de grosor. En los sondeos próximos a la falla de Ubierna, estos materiales son ligeramente más delgados. El sondeo Hontomín SW-1 presenta 431 m de rocas del Cretácico Inferior, 191 m en facies Weald y 240 m en facies Utrillas. En el sondeo Hontomín SW-2, el Cretácico Inferior tiene una potencia de 470 m, de los cuales 244 m son rocas en facies Weald y 226 en facies Utrillas.

El Cretácico Superior domina la zona de estudio y está poco representado en los sondeos. El Cretácico Superior está formado por: margas calcarenitas y calizas del Cenomaniense-Turoniense; calizas y dolomías blancas del Turoniense-Coniaciense; margas amarillentas del Santoniense Inferior-Medio; y por calizas y calcarenitas bioclásticas con lacazinas y miliolidos del Santoniense Medio. Según la columna sintética del Albiense y Cretácico Superior del mapa geológico del IGME (Montorio, 167), el Cretácico Superior podría alcanzar los 500 m de potencia. Discordantemente por encima de los materiales mesozoicos se sitúan sedimentos detríticos y lacustres continentales. En la zona de Hontomín afloran conglomerados, areniscas y arcillas de la formación Bureba. Al sur, en la Cuenca del Duero, afloran unidades de conglomerados, margas, calizas y calizas margosas. Las columnas sintéticas del mapa geológico del IGME indican una potencia mínima de unos 300 m para el Terciario en Huérmeces y 125 m para las unidades terciarias de la Cuenca del Duero. La estructura en la zona de estudio, un domo anticlinal, está fuertemente condicionada por las fracturas principales y por la existencia de materiales evaporíticos. Las dos estructuras principales son la falla de Ubierna que, en superficie, presenta una dirección NO-SE, y la estructura en forma de domo de Hontomín, localizada en la población del mismo nombre.

Al sur de la zona de estudio, destaca la falla de Ubierna, figura 2, una zona de fractura de dirección NO-SE y de trazado ligeramente sinuoso. La cartografía geológica muestra que la falla separa dominios con bruscas variaciones de espesor en algunas unidades mesozoicas. La falla de Ubierna se ha interpretado como una falla extensional formada en relación con el rifting de finales del Jurásico y principios del Cretácico Inferior (controlando la sedimentación del Grupo Campóo) y que ha sufrido una fuerte inversión tectónica durante el Terciario. Otra característica significativa de la falla de Ubierna es la presencia de afloramientos de evaporitas del Keuper a lo largo de su trazado..

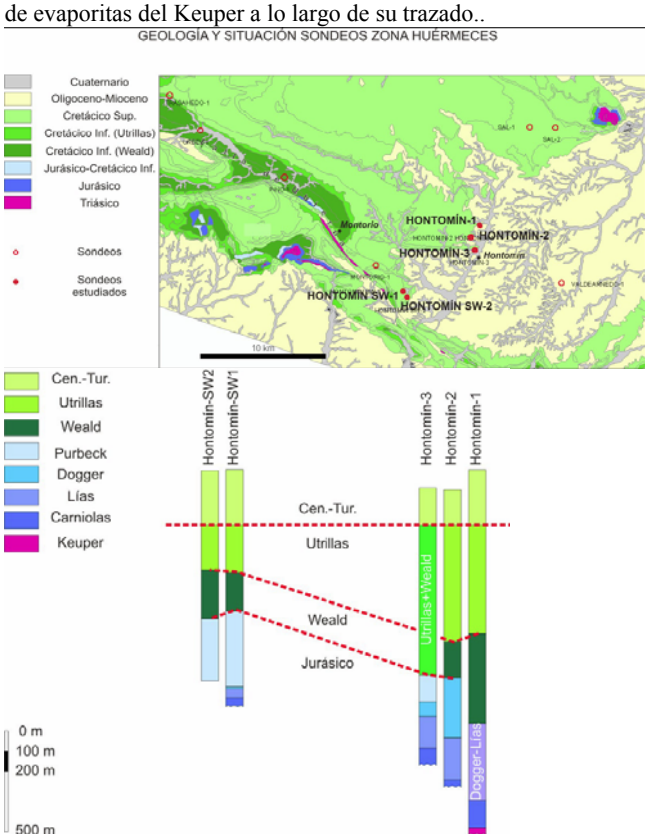


Figura 2 – Mapa geológico simplificado de la zona de Hontomin. En la parte inferior se muestra la correlación de las columnas litológicas de los sondeos existentes en la zona y cuya posiicón se muestra en el mapa geológico.(*Simplified geologic map of Hontomin. Correlation of the lithological columns of the wells*) .

3. CAMPAÑAS GRAVIMÉTRICAS

Para la adquisición de los datos gravimétricos se ha empleado el gravímetro Scintrex CG5 del IGME. En el caso de la campaña

regional (Rubio et al, 2011) y de acuerdo con los objetivos del trabajo se ha procurado que los datos de campo tuvieran una distribución homogénea de 2 punto/km^2. El número de puntos medido en dicha campaña ha sido de 632, y su distribución se muestra en la Figura 1.

Para la campaña microgravimétrica (Ayala et al, 2011), se ha escogido un área de 4 km x 4 km (Figura 1), que incluye el anticlinal del reservorio, con puntos distribuidos en una malla de 100 m x 100 m, lo que hace un total de 1600 puntos.

El procesado de datos se ha realizado empleando el programa informático OASIS MONTAJ, de la empresa Geosoft, complementado con algún software desarrollado por el IGME. En el procesado de los datos gravimétricos en este trabajo, la gravedad normal se ha calculado utilizando el sistema geodésico de referencia GRS67 (con Datum Potsdam G=981260 mGal).

El procesado e interpretación de los datos gravimétricos permite obtener el mapa de anomalías de Bouguer (densidad de reducción de 2,4 g/cm^3) y una serie de mapas derivados. En la Figura 3 se muestran los mapas de Bouguer residuales, a partir de los cuales se pueden obtener las siguientes conclusiones:

En el mapa se muestran tres grandes zonas (Figura 3):

Zona Suroeste (C): su límite superior lo marca el fuerte gradiente, L4, coincidente con la falla de Ubierna. Este gradiente mantiene una dirección NO-SE hasta aproximadamente la mitad de la zona, donde se difumina y coincide con el comienzo de otro fuerte gradiente de dirección NE-SO (L5), finalizando contra la alineación L3, que limita la zona sur del mínimo gravimétrico más destacado de toda la zona (A). La zona C, presenta un carácter heterogéneo, y es donde se localiza el mayor máximo gravimétrico del mapa.

Zona Centro (A): corresponde, casi en su totalidad, al mínimo gravimétrico de mayor longitud de onda del área estudiada, que se localiza sobre la estructura no aflorante del domo de Hontomín. Su límite sur lo marca el fuerte gradiente de dirección E-O (L3). El límite NE de esta zona centro viene marcado por la intersección de dos alineaciones L1 y L2. L1, de dirección NO-SE y paralela a la falla de Ubierna, marcaría en superficie el límite sur de los afloramientos paleógenos en la zona. La alineación L2, de dirección clara N-S, supone el límite de esta zona con la zona B al NE del mapa.

Zona Noreste (B): Las alineaciones anteriormente descritas, L1 y L2, separan el mínimo gravimétrico A de la zona caracterizada por la alternancia de máximos y mínimos gravimétricos de pequeña longitud de onda ubicada al NE del mapa. El mínimo relativo más importante de esta zona está asociado a los afloramientos salinos de Poza de la Sal, zona B, limitado por las alineaciones L6 y L7, de dirección E-O.

En el sureste, y con valores medios de anomalía de Bouguer, se marca la zona D, limitada al norte y oeste por los gradientes L3 y L5. Hacia el sur, un aumento en los valores de la anomalía termina bruscamente con la alineación L5, que da paso a la última zona en la que se ha dividido el mapa, zona E.

Zona E, mínimo gravimétrico situado en el límite más meridional del mapa, limitado por la alineación L8, asociada a un fuerte gradiente que aísla este mínimo.

La correlación de este mapa gravimétrico con el mapa geológico de superficie, Figura 3, es muy evidente en algunos sectores mientras que en otros la correlación se hace más imprecisa. La reciprocidad más directa se produce con la alineación L4, que corresponde a la falla de Ubierna, de carácter regional y bien cartografiada. Esta falla separa dos cuencas bien diferenciadas. Al sur de la falla, la característica es una elevación del sustrato y un menor espesor de sedimentos, que se refleja muy bien en los mapas gravimétricos por la zona de máximos, C. Coincide, además, con el límite entre los afloramientos carbonatados del Cretácico Superior y los materiales triásicos y jurásicos situados al suroeste.

Al norte de la falla de Ubierna, se localiza el domo de Hontomín de edad triásica no aflorante. Este domo representa laelevación de los materiales evaporíticos del Keuper y, entorno a el, se deduce que aumenta el espesor de los sedimentos postriásicos. El límite sur (L3), de fuerte pendiente, contrasta con el límite norte (L1 y L2), bastante más suave, lo que da información sobre la geometría e irregularidad de los límites del domo.

La zona D se interpreta por un menor espesor de sedimentos debido a una elevación del basamento, mientras que la zona noreste del mapa (B) muestra la presencia de máximos gravimétricos, asociados también a una elevación del basamento, pero roto por el importante mínimo asociado al diapiro de Poza de la Sal, que aparece claramente marcado con un mínimo gravimétrico de pequeña longitud de onda.

En la zona E, el gran mínimo limitado por el fuerte gradiente L8 se interpreta como asociado a un hundimiento del basamento y por tanto un mayor espesor de sedimentos.

4. MODELO 2.5D

El software utilizado para la modelización gravimétrica 2.5D es el GMSYS, un módulo del programa Oasis Montaj de Geosoft.

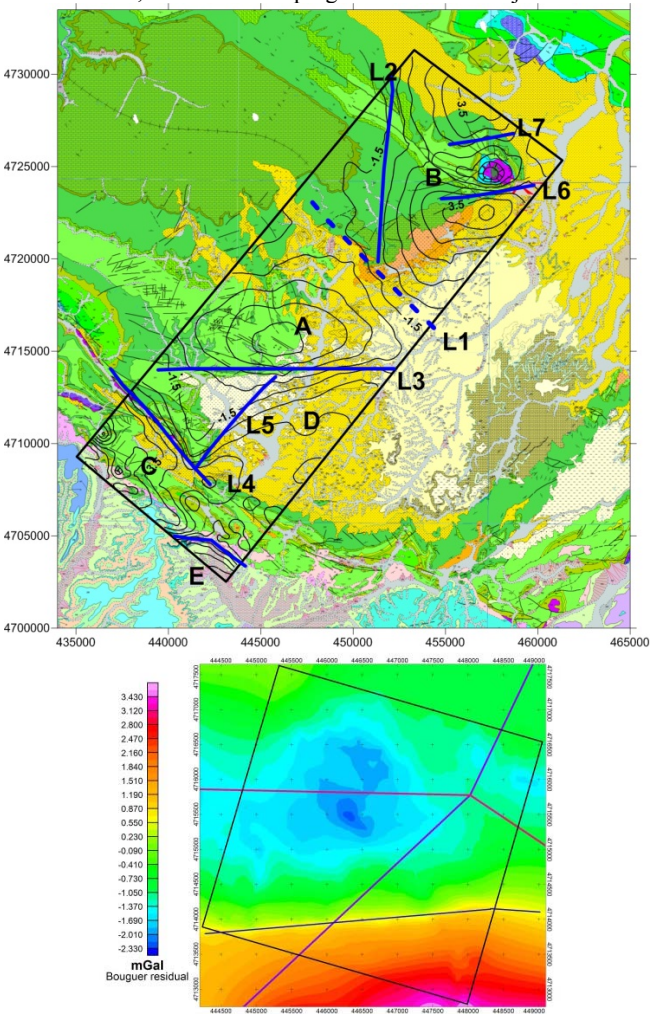


Figura 3 – Parte superior: Mapa residual de anomalías de Bouguer de la campaña regional. Parte inferior: mapa residual de anomalías de Bouguer correspondiente a la campaña de microgravimetría. Las líneas azul y morada representan la porción de los cortes 1 y 2 que corresponde a esta zona.(*Upper Residual anomaly map of the regional survey.Bottom: Residual anomaly map of the microgravimetric survey. Blue and magenta lines represent portions of the geological sections 1 and 2*).

Los modelos gravimétricos se basan en dos cortes geológicos compensados (García Senz, 2011) (Figura 4), construidos teniendo en cuenta toda la información geológica y geofísica disponible: líneas sísmicas, columnas estratigráficas de los sondeos mecánicos y digrafías. Su situación puede observarse en la Figura 4. Dichos cortes cruzan las estructuras geológicas más importantes de la zona

El cortel 1 tiene una dirección aproximada suroeste – noreste, y el corte 2 una dirección aproximada oeste - este. Ambos perfiles

se cortan en un punto que coincide con la posición del sondeo mecánico Hontomín1, situado sobre el mínimo gravimétrico del mapa de anomalías residuales, Figura 4.

En estos cortes, se muestra más desarrollada la cuenca cretácica hacia el oeste del sondeo Hontomín 1, con un mayor espesor de la serie Utrillas – Purbek - Weald que de la serie Jurásica. También se ha cartogarfiado un nivel de anhidritas, que aparece en los sondeos mecánicos, en la base del Jurásico inmediatamente por encima del Keuper y que se ha extendido a lo largo de los dos cortes, con un espesor más o menos constante. En estos cortes se ha considerado la presencia de unas fallas en el basamento, que no se habían tenido en cuenta anteriormente, y que se situan bajo la estructura de interés.

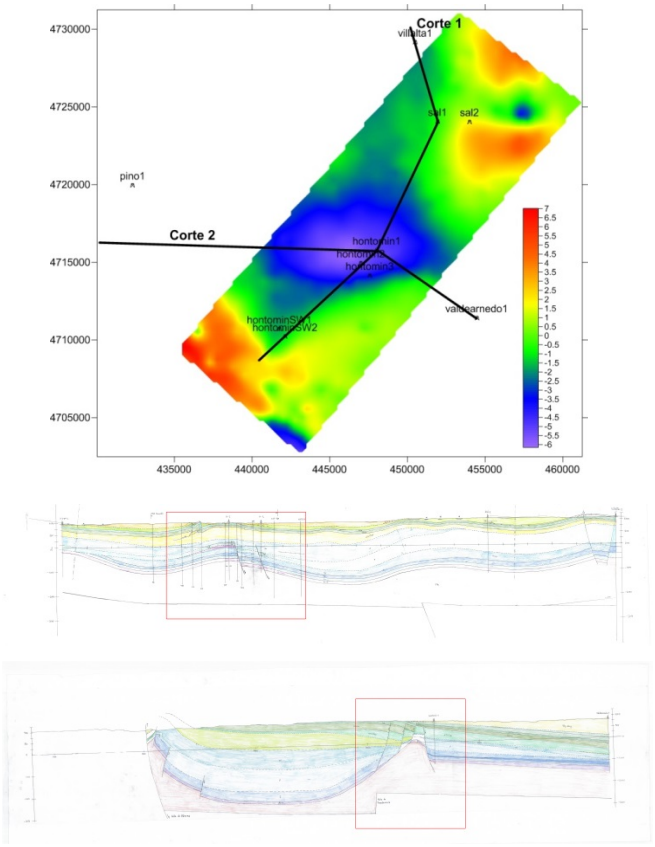


Figura 4 – Mapa de anomalías de Bouguer residual con la posición de los dos cortes modelizados. Corte 1, pàrte superior, transcurre en dirección NO-SE pasando por los sondeos Hontomín SW2, Hontomín 1, Sal1 y Villalta 1. El corte 2, parte inferior, transcurre en dirección O-E pasando por los sondeos Hontomín1 y Valdearnedo1Los dos cortes están construidos a escala 1:25000. Rectángulo rojo: zona de estudio para el modelo 3D. (Fuente: Jesús García-Senz,.(*Residual anomaly map image with tthe location of the two modeled sections. Geological sections: uppersection 1. Bottom sections 2. Scale of the sections 1:25000. Red square is the study zone for the 3D model*).

Las densidades utilizadas en la modelización, en g/cm^3, provienen del análisis petrofísico de muestras y de las digrafías de los sondeos: 2.25 para el Paleógeno, 2.50 para el Cretácico Superior (UC), 2.45 para el Cretácico Inferior-Jurásico Superior (UJ-LC, que incluye Purbek, Weald y Utrillas), 2.60 para el Jurásico Medio e Inferior, 2.80 para las anhidritas (Anh), 2.25 para el Keuper y 2.70 para el basamento (Pz-TB).

La geometría de los cortes geológicos de partida se ha ido modificando hasta que la respuesta gravimétrica del modelo ha ajustado la anomalía residual observada. Para ajustar las anomalías, en el Corte 1 se ha resituado el techo de la estructura a mayor profundidad, unos 1200 m, y se ha ubicado entre dos fallas que la ponen en contacto con los materiales de la formación Utrillas y los propios materiales jurásicos, con las anhidritas de base. En el Corte 2, la falla de basamento se ha movido hacia el oeste y se ha incrementado el espesor de Keuper. El espesor de los materiales jurásicos en ambas direcciones es casi constante, unos 200-300 m.

Como se aprecia en la Figura5, el ajuste entre la anomalía observada y calculada es bastante aceptable.,

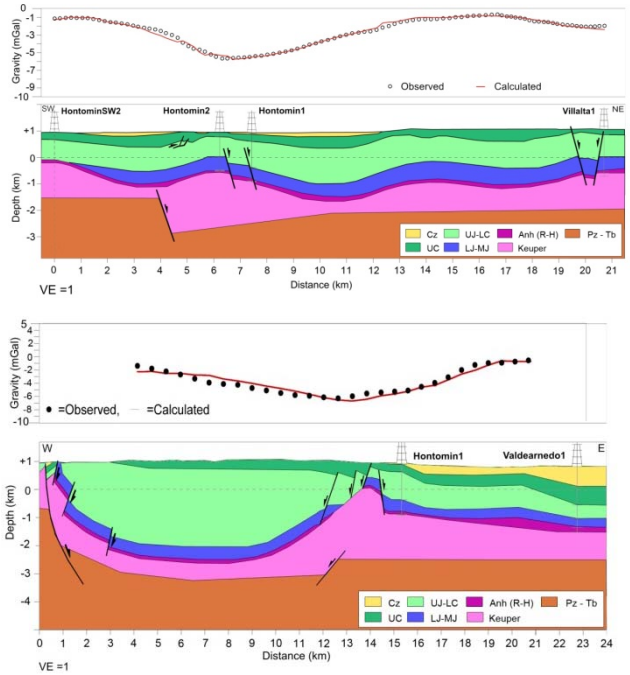


Figura 5 – Resultados de la modelización: parte inferior, corte geológico modelizado; parte superior, anomalías observada (puntos) y calculada (línea roja continua). Las abreviaturas de las litologías y las densidades utilizadas están descritas en el texto. (*Modeling results: upper part observed (dots) and calculated (red line) anomalies. Bottom part geological section modeled*).

5. MODELO 3D

Este modelo se inscribe en un volumen de 4900 m x 4900 m, en la horizontal, y 6000 m en la vertical. El techo del volumen se ha tomado a 1200 m de altura y el muro del volumen a 4800 m de profundidad; de este modo, se incluye en el modelo la cota topográfica máxima y el basamento varisco. La modelización 3D se ha llevado a cabo con el programa 3DGeoModeller, que emplea un cálculo estadístico basado en el método de Monte Carlo, con lo que se obtiene un rango de modelos con su probabilidad correspondiente, eligiéndose el más consistente con las observaciones y datos geológicos y geofísicos disponibles. La modelización se realiza en tres pasos:

1- Construcción del modelo geológico.

Datos de partida

Modelo digital del terreno (MDT) – El MDT, que constituye el techo real del modelo geológico, se ha introducido como una malla regular de paso de malla 250 m x 250 m, a partir de un MDT de 100 m

Pila estratigráfica – Para la modelización se han tomado, como referencia, los muros de las siguientes formaciones: Paleógeno, Cretácico Superior (UC); Jurásico Superior – Cretácico Inferior (UJ_LC, que incluye Utrillas, Purbek y Weald); Jurásico Inferior – Medio (LJ_MJ, que corresponde al Jurásico marino); Unidad Anhidrítica (que a lo largo de este trabajo se ha denominado Anhidritas, y que agrupa tanto las anhidritas como las carniolas); Keuper y, por debajo del Keuper, se ha considerado el basamento (formado por materiales triásicos y pérmicos).

Geología de superficie – Se ha utilizado la geología 1:50000, proporcionada por el Instituto GeoModels. El mapa se ha importado y, sobre él, se han digitalizado los principales contactos geológicos, buzamientos y fallas.

Sondeos mecánicos – Se ha utilizado la información litológica procedente de los sondeos Hontomín 3, Hontomín 2 y Hontomín 1, que son los que se encuentran en esta zona.

Cortes geológicos – Se ha utilizado la porción correspondiente de los dos cortes geológicos modelizados y descritos en la sección 4 y otros tres cortes geológicos auxiliares construidos a partir de la geología de superficie y los sondeos, con el objetivo de definir mejor el modelo geológico 3D de partida

Densidades – Las densidades (en g/cm^3) de las distintas formaciones del modelo son las obtenidas en el estudio petrofísico realizado y que se han empleado en la modelización 2.5D.

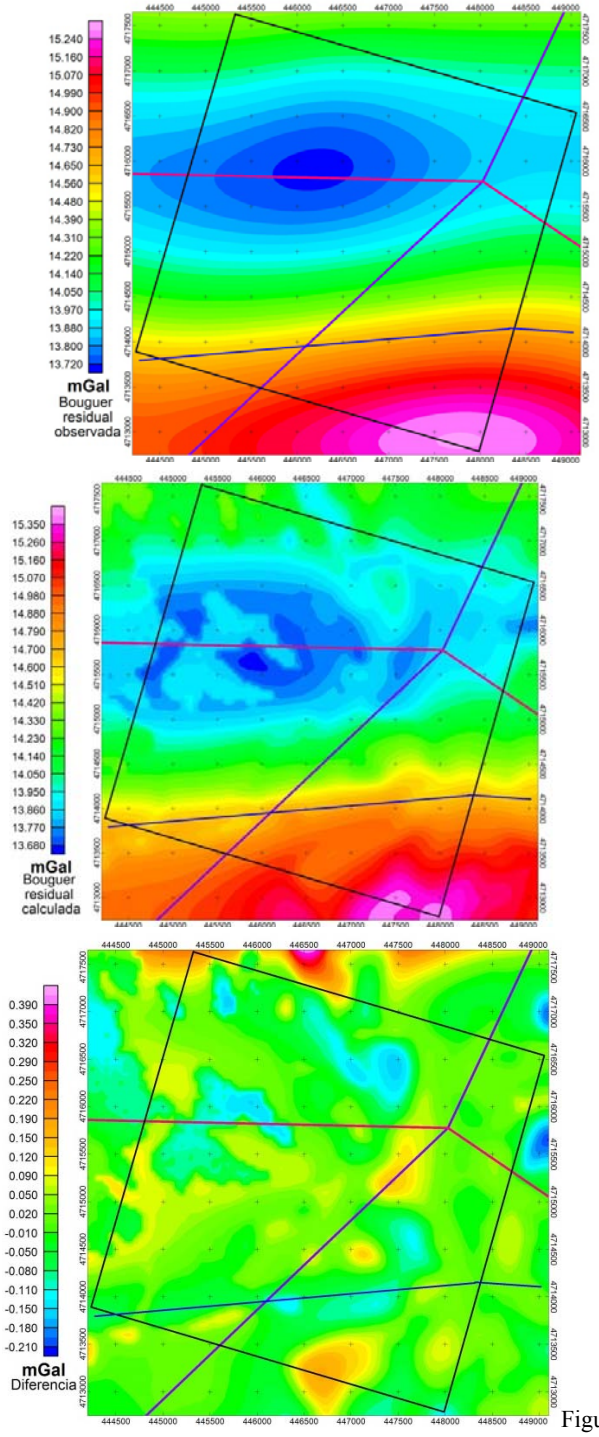


Figura 6. Imagen superior: Anomalía de Bouguer residual observada; Imagen central: Anomalía de Bouguer residual calculada mediante inversión; Imagen inferior: Diferencia entre las anomalías observadas y calculadas mediante inversión. Polígono negro: zona de adquisición de datos gravimétricos. Escala de colores de igual intensidad. Línea azul, corte 1; línea magenta, corte 2 (*Upper: Observed residual anomaly; middle: calcuated by inversion residual anomaly; bottom: differences between observed and calculated by inversion anomalies*)

2- Resolución de problema directo

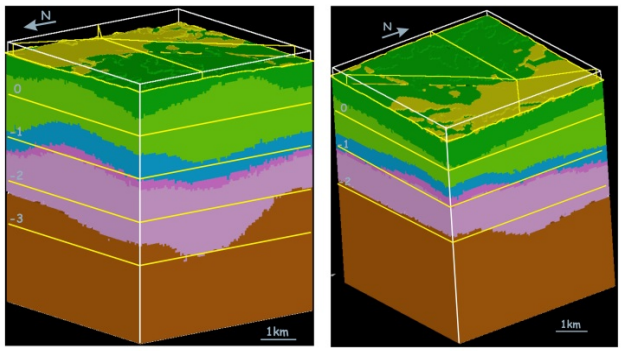
Al modelo geológico se le asignan las propiedades físicas de las distintas litologías (las mismas propiedades que para los modelos 2.5D) y se calcula la respuesta gravimétrica, que se compara con las observaciones, lo que permite evaluar la validez de dicho modelo. Éste se va modificando y, por tanto, mejorando por ensayo y error hasta que las anomalías calculadas tienen una morfología y amplitudes similares a las anomalías observadas.

3- Inversión.

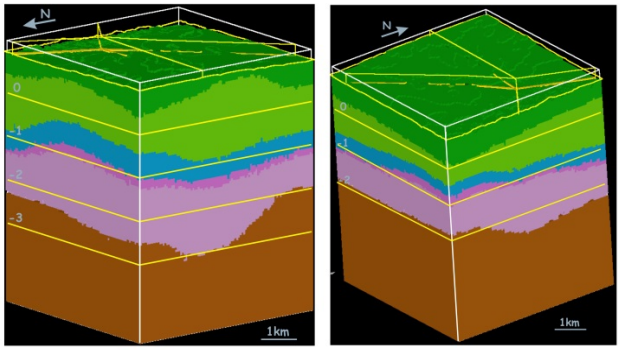
A continuación, se procede a refinar el modelo mediante inversión estocástica. La inversión no proporciona una solución única, sino un conjunto de soluciones con su correspondiente probabilidad, entre las cuales se elige la más consistente con los datos geológicos y geofísicos disponibles; una de las aplicaciones es acotar partes del modelo que no están bien definidas debido a la escasez de observaciones geológicas y, por tanto, tienen una incertidumbre importante. Se ha dejado libertad para que, durante la inversión, se varíen tanto las densidades como los límites litológicos.

Los mapas de la figura 6 corresponden, de arriba abajo, a la anomalía de Bouguer residual observada, la anomalía calculada y la diferencia entre ambas. De estas imágenes se deduce que, en las zonas del área de estudio donde se tiene buen control geológico y petrofísico (es decir, a lo largo de los cortes geológicos), las diferencias oscilan alrededor del valor de RMS (± 0.066 mGal), mientras que las zonas del borde del área de estudio, donde no se tiene suficiente información geológica y petrofísica, las diferencias son mayores. Las variaciones en la geometría de las capas, respecto al modelo inicial, son del orden de pocas decenas de metros y las variaciones de la densidad son de ±0.02 g/cm^3

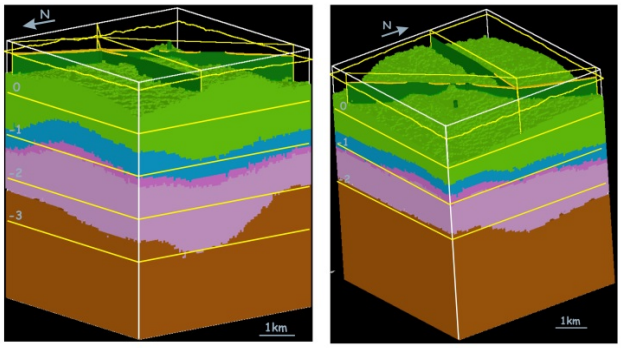
Los resultados, es decir, los horizontes modelizados con una probabilidad igual o mayor que el 95%, se muestran en las imágenes siguientes. En todas ellas, amarillo: Paleógeno; verde oscuro: UC; verde claro: UJ_LC; azul: LJ_MJ; fucsia: anhidritas; rosa: Keuper; marrón: basamento. Las líneas amarillas verticales indican la posición de los cortes utilizados en la modelización. Las líneas amarillas horizontales corresponden a una superficie horizontal, a una profundidad de 3000 m. Las etiquetas están situadas cada kilómetro.



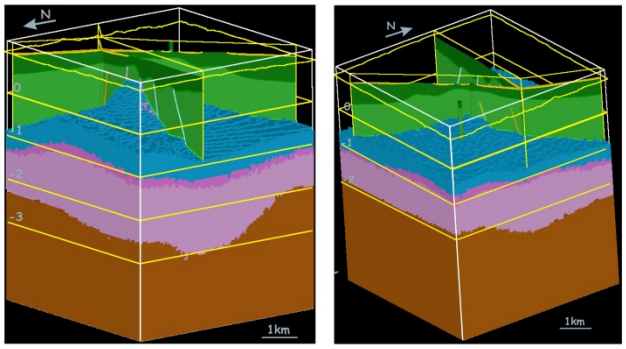
Base del Paleógeno. Esta capa presenta un espesor que va desde 0 a algunas decenas de metros.



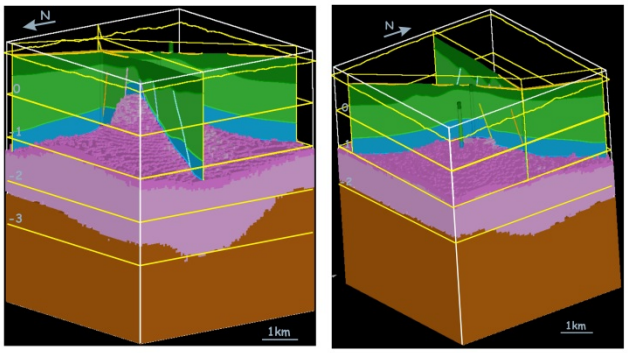
Base del Cretácico Superior. El espesor de esta capa varía entre los 400 y los 600 m. En ella no se aprecia aún el domo en el que se encuentra el futuro reservorio.



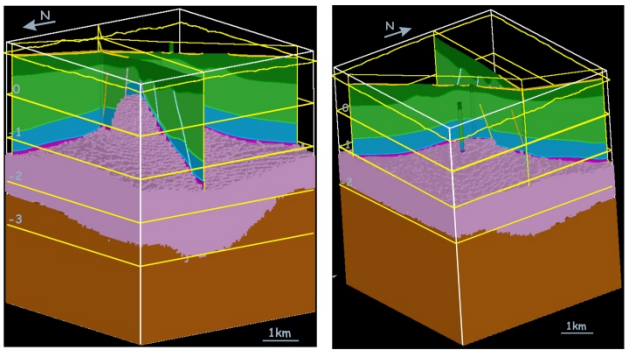
Base del Cretácico Inferior – Jurásico Superior. El espesor de esta capa varía entre 200 y 1500 m. En la zona central se dibuja claramente el domo y se ven las fallas que atraviesan esta capa.



Base del Jurásico Medio – Jurásico inferior. Esta capa, que contiene las rocas del reservorio y del sello (lías calcáreo y lías margoso) tiene espesores que oscilan entre los 300 y los 600 m. Ninguna de las fallas que la atraviesan tiene un movimiento significativo.



Base de la unidad anhidrítica, que la mayor parte de la zona de estudio tiene un espesor de unos 200 m.



Base del Keuper, con espesores que oscilan entre los 500 y los 2500 m (en la zona del domo). El basamento se encuentra a una profundidad de 1800 m hacia el sur y de unos 3000 m hacia el norte.

6. CONCLUSIONES

La gravimetría regional realizada en el área de Hontomín (adquisición y procesado) ha permitido obtener el mapa de anomalías de Bouguer (densidad de reducción de 2,4 g/cm^3) y un mapa de anomalías residuales, cuyas características más importantes son las siguientes:

El mínimo gravimétrico más importante, situado en el centro de la zona de estudio, se corresponde con el domo salino no aflorante de Hontomín. Este domo representa la elevación de los materiales evaporíticos del Keuper y, entorno a él, aumenta el espesor de los sedimentos postriásicos. Los límites de este mínimo vienen marcados, en general, por fuertes gradientes con direcciones predominantes N-S, E-O, NO-SE y NE-SO. La existencia de algunos gradientes más suaves informa sobre la geometría e irregularidad de los límites del domo. La reciprocidad más directa entre el mapa de anomalías de Bouguer y la cartografía geológica se produce en la falla de Ubierna, de carácter regional y bien cartografiada en superficie

Un mínimo gravimétrico de mucha menor extensión es el situado en el noreste de la zona correspondiente al diapiro salino aflorante de Poza de la Sal, limitado por gradientes de dirección E-O.

Al sur de la falla de Ubierna, el máximo gravimétrico se corresponde con una elevación del sustrato y un menor espesor de sedimentos. En superficie, corresponde al límite entre los afloramientos carbonatados del Cretácico Superior y los materiales triásicos y jurásicos situados al suroeste de la zona de estudio. En el noreste de la zona, los máximos gravimétricos que limitan el diapiro salino de Poza de la Sal se asocian a los afloramientos paleógenos y neógenos

En los modelos 2.5D, para ajustar las anomalías gravimétricas observadas, las modificaciones necesarias han tenido lugar, fundamentalmente, en la geometría del basamento, lo que valida la geometría de la interpretación geológica de la cobertera sedimentaria.

Los cortes geológicos y los perfiles gravimétricos aportan una valiosísima información sobre la distribución de los materiales en el subsuelo y han sido de una gran importancia en la modelación geofísica y geológica en 3D de la estructura de Hontomín. La plasticidad de los materiales triásicos (Keuper) favorece la formación del domo salino de Hontomín que, junto con el conjunto de fallas cartografiadas en profundidad, marca la historia geológica compresiva-distensiva de la zona. La modelización de las fallas de basamento, no consideradas en estudios previos, hace que sea necesario un replanteamiento de la evolución tectónica de esta zona desde el Paleozoico.

Los trabajos de microgravimetría realizados en el área de Hontomín han permitido obtener un mapa de anomalía de Bouguer con una resolución de ±4 microGal. La anomalía residual, calculada a partir de la anomalía de Bouguer, se ha utilizado para realizar un modelo geológico 3D centrado en la estructura escogida como planta piloto.

Posteriormente, la atribución de densidades a los horizontes modelizados ha permitido realizar la inversión gravimétrica. Los resultados de la inversión (con un error de ±0.066 mGal) permiten comprobar que la geometría de los distintos horizontes tiene una resolución de ±25m y las variaciones de densidad son ±0.02 g/cm3.

Según el modelo geológico 3D, obtenido mediante la inversión gravimétrica, el techo del futuro almacén (Lías calcáreo), variaría entre 800 y 1500 m (bajo cota topográfica). Esta variación tan importante proviene de los datos de los cortes geológicos y será objeto de revisión posterior, una vez se tengan más datos de subsuelo.

Por otra parte, la aportación más importante del modelo gravimétrico es la geometría del techo del basamento, que aparece ligeramente flexionado. Se han identificado dos fallas en el basamento que no afloran y que determinan cambios estructurales importantes a nivel regional.

7. AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos a CIUDEN como entidad financiadora de los proyectos ALM/09/30 y ALM/09/31, en los que está basada esta comunicación. El contenido de esta comunicación sólo compromete a su autor. Ni CIUDEN ni la Unión Europea, como cofinaciadora de los Proyectos, son responsables de la utilización que se pueda hacer de la información que figura en la misma.

8. REFERENCIAS

Ayala, C., Rubio, F.M. y Rey-Moral, C. 2011. Caracterización microgravimétrica de la estructura geológica seleccionada para planta de desarrollo tecnológico de almacenamiento geológico de co2 en Hontomín (Burgos). N.F.D. del IGME. 64.091

García-Senz, J., 2011.Informe Geológico del Área de Hontomín, Burgos.

Rubio, F. M., Ayala, C., Gumiel, J. C. y Rey-Moral, C. 2011. Cararcterización mediante Campo Potencial y Teledetección de la estructura geológica seleccionada para la Planta de Desarrollo Tecnológico de Almacenamiento Geológico de CO2 en Hontomín (Burgos).N.F.D. del IGME. 64.090

Prospecção geoarqueológica de estruturas megalíticas com recurso a georadar (Almendralejo, Espanha)

Geoarcheologicalprospection of megalithic structures using Ground Penetrating Radar (Almendralejo, Spain)

R. J. Oliveira[(1)], B. Caldeira[(2)], J. F. Borges[(3)], J. Pérez[(4)],F. Gómez[(4)], J. Figueria[(4)], C. Pro[(5)] e F. Blasco[(6)]

[(1)]Centro de Geofísica de Évora, Universidade de Évora, Rua Romão Ramalho, 59, Évora, ruio@uevora.pt
[(2)]Departamento de Física e Centro de Geofísica de Évora, Universidade de Évora, Rua Romão Ramalho, 59, Évora, bafcc@uevora.pt
[(3)]Departamento de Física e Centro de Geofísica de Évora, Universidade de Évora, Rua Romão Ramalho, 59, Évora, jborges@uevora.pt
[(4)]Departamento de Expresión Gráfica, Universidad de Extremadura, Centro Universitario de Mérida
[(5)]Departamento de Física, Universidad de Extremadura, Centro Universitario de Mérida
[(6)]Ayuntamiento de Almendralejo

SUMMARY

In 1980, in Almendralejo, Spain, it was discovered the Tomb of Huerta Montero, a megalithic funerary monument, the best preserved in the Iberian Peninsula, dating from the Chalcolithic (Copper Age, about 4650 BC). According to the opinion of archaeologists, it is quite probable that there are similar buried monuments in the vicinity of the known tomb. This suspicion led to the geophysical study, carried out with the aim of identifying new structures in the vicinity of the necropolis discovered. The choice of geophysical method it was the GPR, because it is a non-invasive technique, accurate and rapid in its implementation. The results obtained allow us to conclude that there may be a structure of circular shape, with a diameter of about 7 m which may to correspond to a funeral monument as there are a few meters, with a temporal thickness ranging between 13 and 21 ns deep. In the northern part of the structure there are two protrusions that may match an entry in the building or even the rest of the tunnel entrance.

1. INTRODUÇÃO

Em 1980, em Almendralejo, Espanha, foi descoberto um monumento funerário megalítico, dos mais bem preservados na Península Ibérica, datado do período Calcolítico (Idade do Cobre, aproximadamente 4650 a.C.) (Blasco Rodríguez e Ortiz Aleson, 1991).

O Sepulcro de Huerta Montero (Figura 1), assim chamado ao monumento funerário encontrado, foi escavado no substrato de calcário, até uma profundidade de cerca de dois metros, possuindo um comprimento total de 15,40 m, dividido em três partes. Os primeiros 7 m correspondem à rampa de acesso; os 4 m seguintes correspondem a um corredor que desemboca na câmara funerária; esta é circular, tem um diâmetro de 4,60 m e foi coberta por uma falsa abóbada. O sepulcro continha restos mortais de 109 pessoas que terão sido enterradas, estimando-se que ao longo de mil anos. Aparentemente os corpos eram colocados em posição fetal; os ossos encontram-se revolvidos por toda a câmara com a excepção dos quatro últimos enterramentos. Entre as ossadas foram encontrados objectos, que constituíam oferendas à pessoa falecida como era habitual na época, nomeadamente, vasos de argila, facas de sílex, pontas de flechas, ídolos talhados em falanges de veado e cavalo e contas de colar (Blasco Rodríguez e Ortiz Aleson, 1991).

De acordo com a opinião dos arqueólogos, é bastante provável que existam nas imediações desta necrópole outros monumentos semelhantes ao conhecido. Esta suspeita motivou o estudo geofísico e geodésico, levados a cabo com o objectivo de identificar novas estruturas na vizinhança da necrópole descoberta.

O levantamento geodésico para análise da morfologia da superfície foi feito através de fotografia aérea (com Drone) e GPS diferencial. A escolha do método geofísico foi o georadar, pelo facto de ser uma técnica não invasiva, precisa e de aplicação rápida. Para o levantamento de dados, basta o varrimento do radar sobre um conjunto de perfis previamente definidos. O processamento de sinal apesar de exigente, ainda assim pode ser realizado com rapidez. Mediante uma planificação adequada, os resultados permitem inferir a existência de estruturas enterradas, ou cavidades, sendo possível uma visualização tridimensional, o que proporciona uma melhor interpretação da distribuição de estruturas que existam na sub-superfície. O nível de detalhe e alcance que se consegue atingir com esta técnica varia com o tipo de terreno, as condições morfológicas da superfície e com a frequência da antena usada.



Figura 1 – Sepulcro de Huerta Montero com esquematização das partes constituintes do monumento: (a) câmara funerária; (b) corredor de entrada; (c) rampa de acesso (Tomb of Huerta Montero with schematization of the monument: (a) burial chamber, (b) entry corridor, (c) acess ramp).

A área de estudo, contendo o sepulcro de Huerta Montero, possui forma trapezoidal, de declive reduzido, quase aplanado. A litoestratigrafia na zona do sepulcro escavado é composta, do topo para a base, por uma capa de solo argiloso com uma espessura de 30 cm, depósitos calcários com uma espessura que varia entre os 40 e os 50 cm e arenitos de grão grosseiro com mais de 1 m de espessura.

2. ENSAIO DE GEORADAR

O georadar (GPR) é uma técnica que consiste no envio de pulsos electromagnéticos através de uma antena emissora (Tx) para o interior da terra, penetrando a sub-superfície até ao alcance permitido pela antena e pelo meio analisado (Davis e Annan, 1989). A antena receptora (Rx) recebe as ondas reflectidas pela estrutura do meio e pelas estruturas e interfaces que aí existirão. A análise dos pulsos recebidos permite a interpretação do interior das estruturas que se pretendem estudar. O campo de aplicação que se pode dar a esta técnica para análise e estudo da sub-superfície da crusta terrestre, ou de outras estruturas sólidas como o betão é muito vasto. O alcance e detalhe das imagens que se podem estimar a partir dos pulsos de GPR variam com o tipo de material, as suas condições e com a frequência da antena utilizada no ensaio.

Esta técnica é especialmente vocacionada para a investigação de objectos enterrados, cavidades em ambiente cársico, identificação de litologias e estruturas no âmbito da engenharia civil (Davis e Annan, 1989; Kearey et al., 2002). A sua utilização em arqueologia e investigação forense são exemplos de sucesso. A rapidez da sua aplicação, com possibilidade de obtenção de resultados em tempo útil e com elevada precisão e fiabilidade na localização das estruturas é o principal argumento.

Os princípios físicos que conduzem à interpretação dos dados de georadar (radargramas) para a formação de uma "imagem" são similares aos usados por outras técnicas geofísicas como a reflexão sísmica, SAR ou sonar.

A propagação dos pulsos electromagnéticos de alta frequência produzidos na antena Tx depende das propriedades eléctricas do substrato e do seu conteúdo em fluidos aquosos, que se relaciona directamente com a porosidade e o grau de fracturação e alteração química (Davis e Annan, 1989; Kearey et al., 2002). O sinal reflectido pelo substrato, detectado na antena Rx, é armazenado no controlador do equipamento. A partir da análise das ondas electromagnéticas detectadas pelo georadar em cada posição da antena pode inferir-se sobre a velocidade e atenuação dos pulsos de onda reflectidos e daí a localização e propriedades eléctricas dos materiais geológicos que influenciam essas grandezas, que são a condutividade e a constante dieléctrica. A partir dos valores tabelados para cada material (Davis e Annan, 1989) é ainda possível estimar o tipo de material que constitui a estrutura identificada pelo reflector.

3. METODOLOGIA DO ENSAIO

A metodologia do ensaio de georadar compreende várias etapas. O rigor durante a aquisição é crucial para se obter resultados de qualidade.

A etapa inicial, antes de se iniciar o ensaio tridimensional, é a identificação e definição da grelha no terreno do levantamento, definindo cada perfil individual. Pode recorrer-se a cordas e pregos ou mesmo a tintas biodegradáveis de modo a que os perfis sejam paralelos entre si. A importância desta etapa relaciona-se com a precisão dos resultados. Um levantamento tridimensional cujos radargramas individuais não estejam completamente paralelos entre si vai ter má qualidade devido à introdução de informação incorrecta no processo de interpolação dos dados entre cada perfil.

Outro aspecto que se deve ter em conta, respeitante à precisão dos resultados, é a estabilidade da antena durante a execução do ensaio. É imperativo que o contacto entre a antena e o chão não possua obstáculos, como por exemplo pedras de elevada dimensão ou irregularidades no terreno. Um ensaio realizado em condições de terreno adversas irá originar ruído no radargrama, dificultando ou mesmo impossibilitando a sua interpretação.

Antes de se iniciar a aquisição do ensaio de georadar é necessário escolher os parâmetros de aquisição. É importante que se faça uma escolha adequada em função da antena que se utiliza e do material que existe no substrato rochoso. Cada antena possui parâmetros sugeridos pelo fabricante do equipamento que para a antena de 400 MHz são os seguintes: alcance de 50 ns, que pode aumentar-se até cerca de 60 ns sem comprometer os dados do ensaio, 512 amostras por scan, 3 pontos de ganho (modo manual), filtro FIR passa alto de 100 MHz e passa baixo de 800 MHz, 120 scans por unidade de medida usada para calcular o deslocamento da antena (se a aquisição for no modo distância é o metro) e uma taxa de transmissão de 100 KHz.

No caso do estudo de Huerta Montero, foi planificada uma aquisição de perfis paralelos entre si de forma a conceber um radargrama tridimensional. Cada perfil individual possui 35 m de comprimento, a distância entre perfis é de 0,5 m e na totalidade foram feitos 75 perfis individuais, cobrindo uma área rectangular com 35 m de comprimento por 37 m de largura. Foi utilizada uma antena de 400 MHz, montada em "cart" equipado com um sistema de medição de distância electromecânico (odómetro). Durante a execução do ensaio de georadar foi realizado um levantamento topográfico com GPS diferencial de forma a registar a localização do ponto inicial e final de cada perfil de georadar, assim como de outros pontos essenciais para o estudo.

A aquisição foi realizada com o equipamento SIR-3000 (GSSI) no modo Quick-3D zig-zag (Figura 2), que implica introduzir a informação sobre o comprimento de cada perfil, a largura total do perfil 3D e o espaçamento entre perfis. Com a escolha deste modo apenas tem que se iniciar a aquisição para cada perfil individual, sendo a posição final determinada pelo equipamento, parando automaticamente a aquisição.



Figura 2 – Configuração em zig-zag adoptada para a aquisição dos perfis individuais (zigzag configuration adopted for the acquisition of individual profiles).

4. PROCESSAMENTO E TRATAMENTO DOS DADOS

O processamento e tratamento dos dados foi realizado mediante a utilização de dois códigos distintos, desenvolvidos para processamento de dados de georadar: o RADAN (GSSI) e o matGPR (MathWorks MATLAB). O objectivo do uso dos dois programas deve-se a colmatar as limitações específicas de cada algoritmo. O RADAN representa com eficiência um perfil tridimensional de georadar, no entanto é limitado em algumas operações de processamento e tratamento dos radargramas individuais. O matGPR é bastante eficiente no tratamento dos dados, colocando ao alcance do utilizador variados filtros e ferramentas potentes de migração e modelação, dando liberdade ao utilizador para modificar os parâmetros dos filtros. Todavia, ainda que tenha algumas ferramentas de representação tridimensional, é limitado no modo de visualização tridimensional, nomeadamente na manipulação das imagens. Essas ferramentas encontram-se em desenvolvimento e muito recentemente foi apresentada uma nova versão com melhorias significativas em relação à versão anterior, no entanto, ainda possuem limitações no modo de visualização tridimensional.

Assim, o processamento e tratamento dos dados vai ser descrito tomando como referência o matGPR devido a que, como foi referido, o utilizador possuir com este programa mais controlo no tratamento de dados.

A primeira tarefa a realizar, ao iniciar-se o processamento, é abrir cada ficheiro individual da aquisição tridimensional de georadar e adicionar marcas referentes às posições de cada perfil relativamente ao terreno, permitindo ao programa ajustar os dados de forma a existir um espaçamento entre traços uniforme (Tzanis, 2013). A introdução desta informação é necessária devido ao

programa não conseguir ler com eficiência os parâmetros de aquisição, os quais incluem informação espacial proveniente do odómetro. Sem esta operação é impossível obter um perfil tridimensional com o matGPR, no entanto, existe a alternativa de se usar GPS durante a aquisição de georadar, porém de receptor passivo. Se for acoplado um sinal de proveniente de GPS diferencial, os dados do radar ficam contaminados pelo ruído electromagnético devido ao sinal rádio da comunicação entre as antenas do GPS diferencial. A alternativa mais viável é localizarem-se com precisão os limites de cada perfil individual e alguns pontos intermédios, para o caso de existir alguma alteração da altitude ao longo do perfil.

Realizada esta etapa podem-se tratar os dados, sendo possível correr uma macro de forma a tratar todos os ficheiros da mesma forma na mesma operação, evitando-se tratamentos diferentes entre cada perfil individual. O tratamento consistiu na correcção da posição do sinal, remoção do ruído de fundo e desconvolução preditiva. Esta última operação foi necessária devido à reverberação (múltiplos) que se originam durante a aquisição, o que vai comprometer a migração.

A etapa final consiste na migração dos dados tendo em conta o modelo lito-estratigráfico do local. Desta forma, consideraram-se as seguintes velocidades (Davis e Annan, 1989) e espessuras para as diferentes litologias identificadas no local, do topo para a base (Tabela 1):

Tabela 1 – Espessura das diferentes unidades litológicas do local de estudo e velocidades típicas dos materiais que as constituem (Thickness for different lithological units of the the study area and typical velocities of the materials that constitute them).

Litologia	Espessura (m)	Velocidade (m/ns)
Solo Argiloso	0,3	0,06
Calcário	0,5	0,12
Arenito	1,0	0,13

Estes dados de espessura e velocidade das várias litologias constituem o modelo de velocidades do local de estudo, sendo considerados em cada perfil individual para realizar a migração dos dados. A migração realizada foi segundo o algoritmo F-K, proposto por Stolt's (1978) para estruturas uniformes ou em camadas com velocidades distintas.

Após a migração, procedeu-se à interpolação entre perfis e construiu-se o modelo 3D que permite visualizações segundo cortes horizontais ou verticais. Com o programa RADAN os dados não foram migrados, tendo-se apenas procedido à correcção de posição, filtragem e desconvolução.

5. INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

Os resultados que se obtiveram com as duas abordagens são idênticos e ambos permitem inferir a possibilidade da existência de uma estrutura de forma circular, com cerca de 7 m de diâmetro que poderá corresponder a um monumento fúnebre como o que existe a poucos metros de distância.

A Figura 3 representa um corte horizontal do modelo tridimensional (*time slice*), com vista de topo, à profundidade temporal de 15 ns, gerada pelo programa RADAN.

A estrutura identificada no radargrama observa-se temporalmente entre os 13 e os 21 ns de profundidade, possuindo uma forma circular com um diâmetro de 7 m. Na parte setentrional da estrutura identificada notam-se duas saliências que poderão corresponder a uma entrada no edifício ou mesmo o resto de um túnel de entrada.

Na Figura 4 está representada uma das figuras anteriores georreferenciada de acordo com o levantamento topográfico que se realizou, sobreposta à fotografia aérea elaborada neste estudo. A entrada da alegada estrutura enterrada possui direcção NNE-SSW, compatível com a orientação do sepulcro de Huerta Montero e com a orientação da saída do sol da câmara durante o Solstício de Inverno.

Os resultados obtidos com o programa matGPR são similares aos do RADAN, no entanto, quanto à qualidade visual do resultado final do radargrama tridimensional, esta é inferior (Figura 5). Todavia, é possível observar-se a mesma estrutura circular identificada nos radargramas resultantes do RADAN.

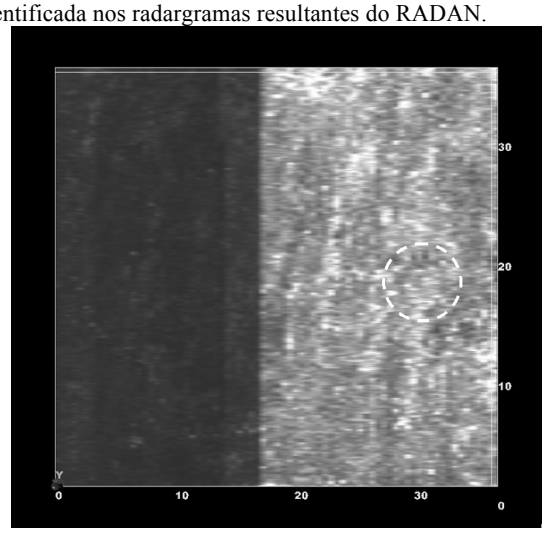


Figura 3 – Corte horizontal do radargrama tridimensional à profundidade temporal de 15 ns; está assinalada a estrutura circular que poderá corresponder a um monumento fúnebre (Horizontal cross section of three-dimensional radargram at temporal depth of 15 ns; it is marked the circular structure that may correspond to a funeral monument).

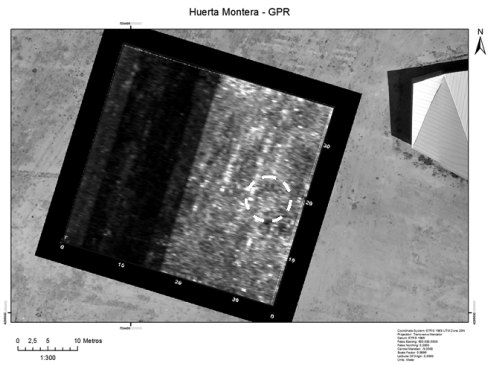


Figura 4 – Radargrama à profundidade temporal de 15 ns colocado e georreferenciado sobre a fotografia aérea do local de estudo (Radargram at temporal detph of 15 ns, placed and georeferenced over the aerial photograph of the study site).

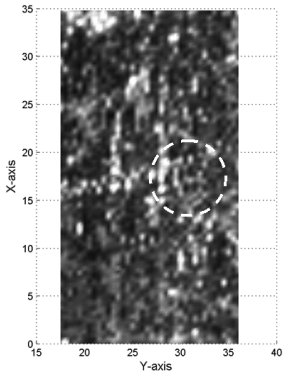


Figura 5 – Radargrama produzido pelo matGPR; a imagem é de qualidade pouco razoável devido à limitação do programa na representação tridimensional, no entanto observa-se a estrutura circular identificada (Radargram produced by matGPR; the image quality is unreasonable due to the limitation of the software in the three-dimensional slice representation, however it is possible to see the circular structure).

6. CONCLUSAO

A prospecção geoarqueológica com recurso a georadar é uma metodologia bastante eficiente na medida em que possibilita a detecção de objectos enterrados ou cavidades, evitando ter que se proceder a escavações prévias. Actualmente a utilização desta técnica em arqueologia é frequente e executada com êxito, mediante a utilização de software comercial para o processamento de dados, principalmente quando estão envolvidas estruturas bem contrastantes com o substrato e com uma distribuição espacial regular e bem definida, como é o caso de edificações da época romana.

Contudo, e apesar de ser uma técnica relativamente simples e rápida na sua execução, o processamento e tratamento dos dados é complexo quando o contraste nas interfaces das superfícies é subtil pois é necessário um grande exercício de processamento de sinal a partir dos dados brutos para se conseguir extrair informação onde o tratamento rotineiro não produz resultados.

Uma etapa igualmente importante é o processo de migração. A migração consiste em fazer colapsar as hipérboles em pontos, de forma a converter a informação do radargrama numa linguagem de visualização próxima da que estamos habituados a entender. Para esse processo ser executado na perfeição seria necessário atribuir a cada ponto do modelo a velocidade de propagação das ondas electromagnéticas que não se conhece. Contudo, prova-se haver um bom nível de qualidade da imagem migrada se, no lugar do conhecimento preciso da velocidade em todos os pontos, conseguirmos um modelo de velocidades médio da estrutura. Esse modelo pode ser obtido a partir da análise das hipérboles registadas em perfis de GPR efectuados sobre locais onde previamente foram enterrados artefactos conhecidos ou mediante o conhecimento das litologias presentes no local de estudo.

Com a execução deste estudo geoarqueológico com recurso a georadar, após o tratamento cuidadoso dos radargramas individuais de forma a conceber um modelo tridimensional, foi possível estimar a presença de uma estrutura circular com um diâmetro de cerca de 7 m que poderá corresponder a um monumento funerário como o que foi encontrado a poucos metros de distância. Propõe-se comprovar esta hipótese, numa primeira fase, recorrendo a novos ensaios de georadar, todavia utilizando um espaçamento entre perfis individuais menor que o utilizado neste estudo, complementando com dados de resistividade eléctrica e prospecção magnética.

As ideias que se devem reter sobre a execução de um ensaio de georadar, seja aplicado a arqueologia ou a outra qualquer ciência, é que o rigor durante a etapa de aquisição é de extrema importância para que os resultados possuam qualidade e o tratamento do sinal deve ser efectuado com precaução de forma a eliminar com eficiência o ruído de fundo e reverberações que ocorram. O conhecimento geológico do local é importante para uma boa migração dos dados de forma a poder-se inferir conclusões espaciais do local estudado.

7. AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado em Huerta Montero, Almendralejo, Espanha, na propriedade onde se encontra o Sepulcro de Huerta Montero. Um agradecimento a J. Pérez, F. Gómez, J. Figueria, C. Pro, da Universidade de Extremadura, Centro Universitário de Mérida e a F. Blasco, do Ajuntamento de Almendralejo.

8. REFERÊNCIAS

Blasco Rodriguez, F. and Ortiz Aleson, M., 1991: "Trabajos arqueológicos en Huerta Montero. Almendralejo (Badajoz)". Extremadura arqueológica (I Jornadas de Prehistoria y Arqueología en Extremadura (1986-1990)), **2**, 129-138.

Davis, J. And Annan, A., 1989: "Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy". *Geophysical Prospecting*, **37**, 531-551.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2002: "An Introduction to Geophysical Exploration". *Blackwell Science*.

Stolt, R.H., 1978: "Migration by Fourier Transform". *Geophysics*, **43**, 23-48.

Tzanis, A., 2013: "MatGPR (Release 3), Manual and Technical Reference". University of Athens, Department of Geophysics.

Avaliação do potencial fotovoltaico na Península Ibérica
Photovoltaic potential over the Iberian Peninsula

S. Baptista[(1)], C. A. Rochinha[(2)], M. L. R. Liberato[(1,3)] e J. A. Santos[(2)]
[(1)]Escola de Ciências e Tecnologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD), Vila Real, Portugal, mlr@utad.pt
[(2)]CITAB, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 1013, Vila Real, Portugal, jsantos@utad.pt
[(3)]Instituto Dom Luiz (IDL), Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal

SUMMARY

There is an increasing interest on the use of renewable energy resources and a global effort to promote new energies and environmentally sustainable policies, mostly due to the adverse effects that may result from fossil fuel burning. High concentrations of greenhouse gases can trigger climate change. Thus, there is an urgent need to promote cost-effective and environmentally sustainable solutions and solar energy gradually emerges as an alternative. Since Portugal and Spain have high insolation levels (2200–3000 h) compared to the rest of Europe, it becomes important to assess the solar energy potential in different regions of the Iberian Peninsula and its variability on different time scales. The main goal of the present study is to characterize the spatial-temporal variability of solar radiation over Iberia. For this purpose, statistical analysis in different regions are carried out to assess photovoltaic potentials for a photovoltaic module SolarWorld®. As such, gridded fields of incoming solar radiation at the Earth's surface from a 30-year reanalysis dataset are used. The results for photovoltaic potential variability over these regions are assessed and will be thoroughly discussed in view of investment decision making.

1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas o crescimento populacional e o desenvolvimento económico geraram um crescente consumo de energia, grande parte assegurado pela dependência dos combustíveis fósseis. Tendo em conta a crescente escassez de petróleo face à procura e o consequente agravamento das suas cotações nos mercados internacionais, parece claro que a era dos combustíveis fósseis está a chegar ao fim (Tiwari e Dube, 2010). Isto claro não descorando os efeitos nefastos que resultam da queima dos combustíveis fósseis, nomeadamente o aumento das concentrações atmosféricas de gases com efeito de estufa, que potenciam as alterações climáticas. É, portanto, indispensável promover soluções economicamente viáveis e ambientalmente sustentáveis e, deste modo, as energias renováveis têm um papel preponderante na alteração do atual paradigma energético.

Devido a esta preocupação surgiu a diretiva 2009/28/CE (Comissão Europeia, 2009) que reconhece a necessidade de promover as fontes de energia renovável, considerando-as vetores estratégicos na proteção ambiental e no desenvolvimento sustentável, nomeadamente para o cumprimento das metas do Protocolo de Quioto.

A fonte de energia renovável proveniente do sol (radiação eletromagnética essencialmente de curto comprimento de onda) surge assim como uma das opções promissoras no cumprimento dessas metras. A energia solar pode ser utilizada de duas formas principais (Tiwari e Dube, 2010): 1) numa aplicação térmica para aquecimento de água ou ar (solar térmica); 2) na geração de energia elétrica por efeito fotovoltaico (solar fotovoltaica). O efeito fotovoltaico foi observado pela primeira vez em 1839 pelo físico francês Alexandre Becquerel. Em 1953, Calvin Fuller introduziu impurezas em cristais de silício de forma a controlar as suas propriedades elétricas, dando origem à primeira célula solar moderna. Desde então inúmeras inovações têm sido conseguidas na área do fotovoltaico, com ganhos de eficiência bastante expressivos e que têm contribuído significativamente para a viabilidade da exploração desta forma de energia (Vallêra, 2006).

Como na Península Ibérica (Portugal e Espanha) existe uma escassez crónica de recursos energéticos não renováveis (petróleo, carvão e gás) mas, por outro lado, estes países dispõem de um número médio anual de horas de sol elevado (2200–3000 h), a conjugação deste fatores faz da Península Ibérica uma região com boas condições para o aproveitamento da energia solar fotovoltaica, com um potencial disponível considerável (DGEG, 2013). Mas o aproveitamento de energia solar também apresenta algumas limitações, tendo em conta que é um recurso que depende das condições atmosféricas. A radiação apresenta uma variabilidade temporal acentuada nas escalas horária, diária, intra-anual e inter-anual, o que condiciona fortemente a produção de energia, tendo em conta que os equipamentos solares fotovoltaicos só produzem quando o sol incide diretamente no painel, não podendo armazenar o excesso de produção para um uso posterior. Como é uma produção intermitente gera custos, pois tem de haver uma compensação e reserva de energia para evitar falhas na rede elétrica (Jerez *et al.*, 2013a).

A título meramente ilustrativo da variabilidade da radiação solar na Península Ibérica, à escala sazonal e superior, está a sua forte correlação com um modo de circulação atmosférica de larga escala, denominado Oscilação do Atlântico Norte (NAO). Esta oscilação está relacionada com uma alternância de intensidade dos centros de baixas e de altas pressões que se localizam sobre a Islândia e os Açores (Rogers, 1984) e afeta a radiação que chega à superfície da Península Ibérica, principalmente através do condicionamento da nebulosidade (Jerez *et al.*, 2013b).

2. DADOS E MÉTODOS

Os dados utilizados para a realização deste estudo foram recolhidos das reanálises *Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications* (MERRA; http://gmao.gsfc.nasa.gov/research/merra/) e a variável de estudo foi o fluxo solar incidente à superfície. Os dados possuem uma resolução espacial de 0,50º de latitude por 0,66º de longitude. Foram calculadas as médias mensais para o período de estudo de 30 anos (Janeiro de 1981 a Dezembro de 2010). A área geográfica escolhida está compreendida entre a latitude de 35ºN e 45ºN e as longitudes de 15ºW a 5ºE.

Para a análise do potencial máximo na Península Ibérica foi selecionado um módulo fotovoltaico de 220 W de silício policristalino da SolarWorld® (SolarWorld, 2013). Este módulo apresenta as seguintes características em condições padrão (*Standard Test Conditions*, STC: 1000 W.m^{-2}, 25ºC, AM 1.5) potência máxima (P^r_{max}) 220 W, tensão de circuito aberto (V_{sc}) 36,6 V, tensão de pico (V_{mpp}) 26,2 V, corrente de curto-circuito (I_{sc}) 8,08 A e corrente de pico (I_{mpp}) 7,54 A (SolarWorld, 2013). Para efetuar uma aproximação do que seria a potência máxima do módulo em estudo recorreu-se à equação (1):

$$\mathrm{Pmáx} = \frac{\mathrm{Gmed}}{\mathrm{G^r}} \mathrm{P^r máx} \qquad (1)$$

onde Gmed é o fluxo radiativo incidente, G^r é a radiação solar incidente de referência por unidade de superfície, que

consideramos ser 1000 W.m^{-2}, e P'máx é a potência máxima nas condições de referência (STC).

Na secção seguinte são apresentados alguns resultados obtidos para as médias anuais, para a estação mais desfavorável, inverno (Dezembro, Janeiro e Fevereiro, DJF), e para a estação mais favorável, verão (Junho, Julho e Agosto, JJA).

3. RESULTADOS

Para caracterizar a variabilidade da radiação solar no espaço e no tempo, as análises estatísticas foram aplicadas a diferentes regiões da Península Ibérica. Contudo, neste estudo, por uma questão de síntese, apresentam-se apenas resultados ilustrativos para duas regiões da Península Ibérica (Figura 1): uma que se localiza a noroeste (Lugo, Espanha, à latitude 43ºN e longitude -7.5ºW) e outra a sul (Granada, Espanha, à latitude 37ºN e longitude -3.75ºW).



Figure 1 - Mapa da Península Ibéria com a indicação dos pontos de estudo. [Fonte: Arcgis© 2013 Environmental Systems Research] ***(Map of the Iberian Peninsula indicating the target points.)***

Através da análise estatística (Figuras 2–4) podemos verificar que o sul da Península Ibérica (Granada) dispõe de valores mais elevados para a radiação solar incidente ao longo de todo os meses do ano (Figura 2), que variam entre cerca de 66 e 350 W.m^{-2} (média de 214 W.m^{-2}). A norte (Lugo), a radiação apresenta valores claramente mais baixos, que variam entre cerca de 39 e 334 W.m^{-2} (média de 182 W.m^{-2}) (Figura 3). Pela análise das Figuras 2 e 4 podemos verificar que os meses que têm maiores valores de radiação solar são, em ambas as localizações, Junho e Julho seguidos de Agosto. Já Novembro, Dezembro e Janeiro apresentam valores substancialmente mais baixos. Por este motivo escolheram-se estes meses para representar o verão (JJA) e o inverno (NDJ), respetivamente. A Figura 4 ilustra ainda que, em cada mês, existe uma maior variabilidade na localização mais a norte, em Lugo, do que na localização mais a sul, em Granada, sendo esta diferença particularmente evidente nos meses de Março e Abril.

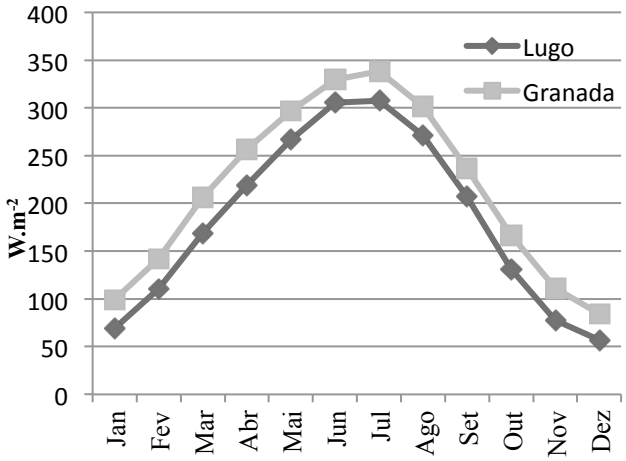


Figure 2 - Gráfico das médias mensais dos fluxos de radiação solar incidente à superfície (W.m^{-2}) em Lugo e em Granada para o período de 30 anos (1981-2010). ***(Graph of monthly mean incoming solar radiation flux at the surface (W.m^{-2}) in Lugo and Granada for the 30-yr period (1981-2010).)***

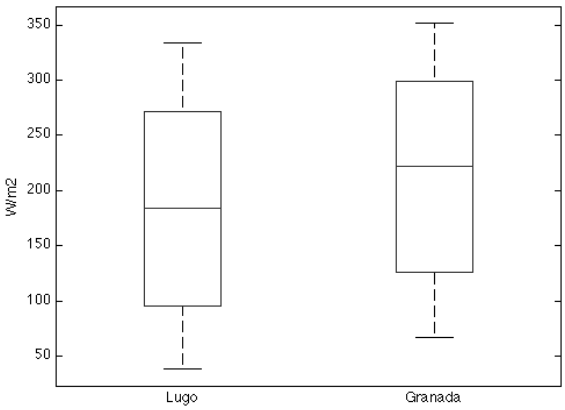
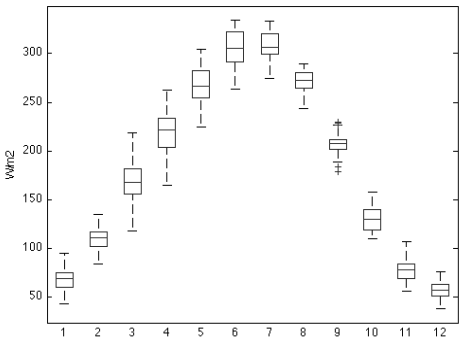
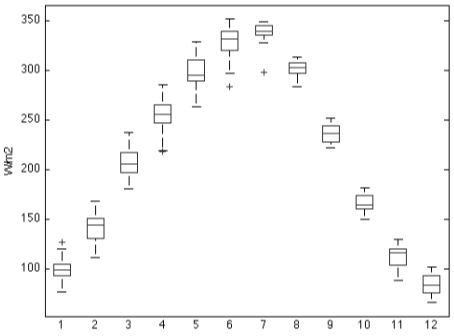


Figure 3 - Diagrama de bigodes dos dados da radiação solar média mensal (W.m^{-2}) para Lugo e Granada. ***(Box plots of monthly mean incoming solar radiation flux at the surface (W.m^{-2}) in Lugo and Granada.)***



a)



b)

Figure 4 - Diagrama de bigodes dos dados da radiação solar incidente à superfície (W.m^{-2}) para os diferentes meses do ano para as duas regiões selecionadas: (a) Lugo; e (b) Granada. (*Box-plots of incoming solar radiation flux at the surface (W.m^{-2}) for the different months of the year and for the two selected regions: (a) Lugo and (b) Granada.*)

Seguidamente, com os dados de radiação e aplicando a equação (1) determinaram-se os mapas da média anual, de verão (JJA) e de inverno (NDJ) do potencial fotovoltaico máximo do módulo SolarWorld® para o período de 30 anos (Figuras 5–7). Nas Figuras 8 a 10 são apresentados os respetivos campos de desvio padrão. É de salientar que as escalas são diferentes, sendo que cada figura tem a sua própria escala.

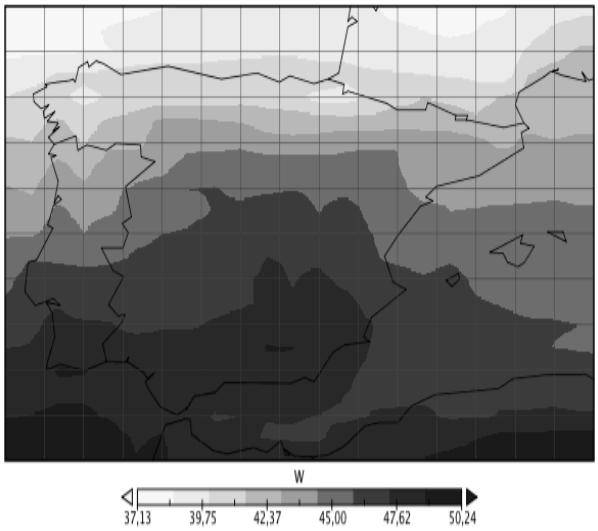


Figure 5 - Média anual do potencial fotovoltaico máximo para o módulo SolarWorld® em W. *(Annual mean of the maximum photovoltaic potential for the SolarWorld® module in W.)*

Da média anual do potencial máximo (Figura 5) destaca-se valores mais elevados no sul da Península Ibérica, enquanto o norte da Península Ibérica revela valores mais baixos (inferiores a cerca de 40 W). As médias de verão e de inverno do potencial fotovoltaico (Figuras 6 e 7, respetivamente) apresentam padrões claramente distintos. No verão, os valores mais elevados (máximo de aproximadamente 70 W) verificam-se no cento e sul da Península, enquanto no Inverno o padrão apresenta-se deslocado para sul (máximo de cerca de 23 W). De um modo geral, pode-se verificar que o norte da Península Ibérica apresenta potenciais significativamente inferiores aos verificados a sul, muito devido à influência da circulação atmosférica e dos contrastes climáticos acentuados entre o norte, mais Atlântico, e o sul, mais Mediterrânico.

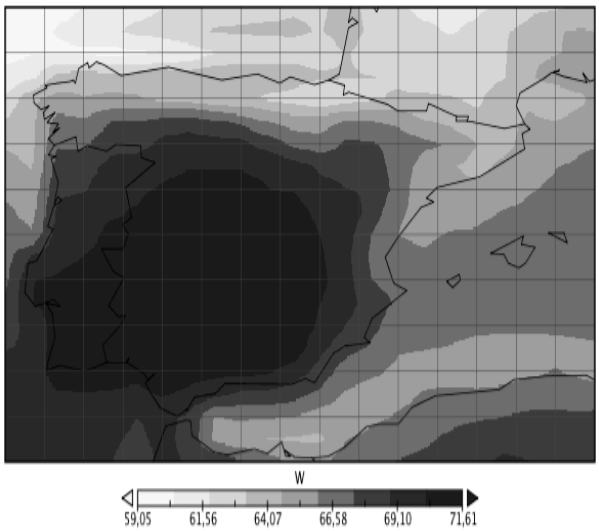


Figure 6 – Tal como na Fig. 5, mas para o verão (JJA). (*As in Fig. 5, but for summer (JJA)*.)

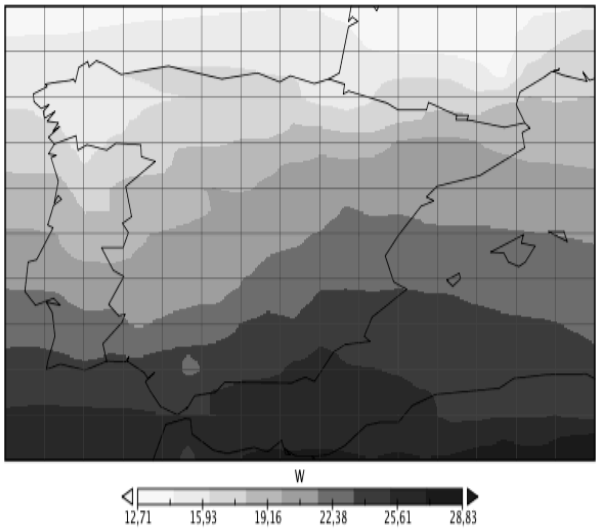


Figure 7 - Tal como na Fig. 5, mas para o inverno (NDJ). *(As in Fig. 5, but for winter (NDJ).)*

Através da observação das figuras 8 a 10, que traduzem o desvio padrão do potencial máximo para o módulo fotovoltaico SolarWorld®, pode constatar-se que no verão e no sul existe uma variabilidade inter-anual reduzida do potencial (Figura 9). Isto porque o sul da Península Ibérica está persistentemente sujeito a baixa nebulosidade e, consequentemente, a valores de radiação solar elevados. Já a norte, por existir uma maior intermitência de períodos com baixa/alta nebulosidade, ocorrem maiores variações inter-anuais. Em relação aos meses de Inverno (Figura 10) verifica-se que existe elevada variabilidade do potencial máximo no centro da Península.

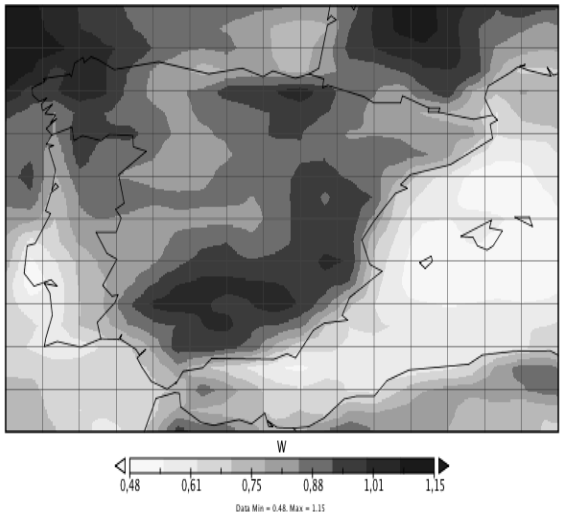


Figure 8 – Desvio padrão inter-anual do potencial máximo em W. ***(Inter-annual standard deviation of maximum potencial, in W.)***

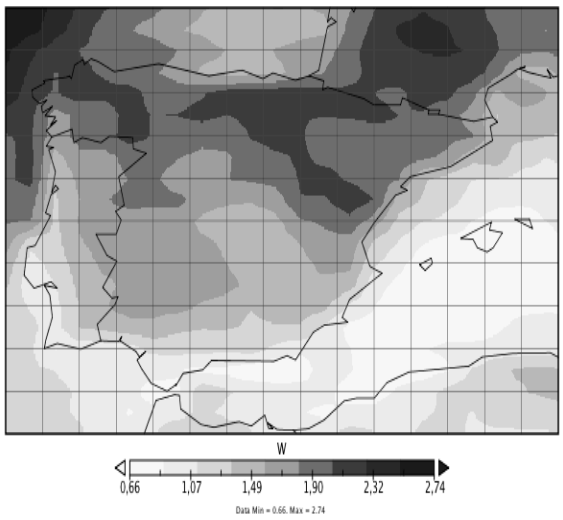


Figure 9 - Tal como na Fig. 8, mas para o verão (JJA). ***(As in Fig. 8, but for summer (JJA).)***

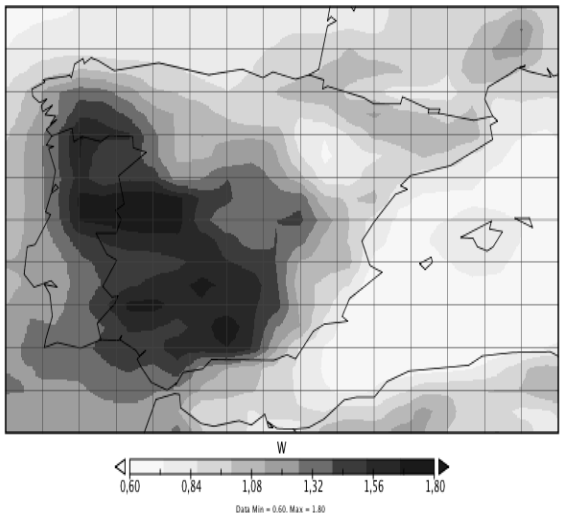


Figure 10 - Tal como na Fig. 8, mas para o inverno (NDJ). ***(As in Fig. 8, but for winter (NDJ).)***

4. CONCLUSOES

Este estudo, que visa a avaliação do potencial fotovoltaico na Península Ibérica, baseou-se nos dados mensais do fluxo de radiação solar incidente à superfície, obtidos para um período compreendido entre Janeiro de 1981 e Dezembro de 2010 (30 anos). Estudou-se a variabilidade espácio-temporal da radiação solar incidente. A título ilustrativo, analisaram-se mais detalhadamente duas regiões distintas da Península Ibérica, nomeadamente Lugo e Granada. Para o módulo solar fotovoltaico SolarWorld 220, analisou-se ainda a média e o desvio padrão do respetivo potencial máximo, para um ano completo e para o verão e inverno separadamente.

Tendo em conta os resultados apresentados, pode concluir-se que o sul da Península Ibérica é mais propício à instalação de sistemas solares fotovoltaicos, destacando-se os valores de potencial mais elevados para os meses de verão. Com a análise dos mapas do desvio padrão verifica-se que os meses em que o potencial é mais elevado, nomeadamente Junho, Julho e Agosto, apresentam menor variabilidade na região sul da Península Ibérica, o que é um fator importante na decisão de instalação de sistemas solares fotovoltaicos. Já a região norte da Península Ibérica apresenta maior variabilidade, tanto no verão como no inverno, que se deve muito à nebulosidade associada à circulação atmosférica de larga escala (e.g. Oscilação do Atlântico Norte), mas também a circulações de mesoescala, particularmente nas regiões costeiras e montanhosas.

5. REFERÊNCIAS

Comissão Europeia, Directiva 2009/28/CE de 23 de Abril de 2009. *Jornal Oficial da União Europeia* . [Versão electrónica]

DGEG (2013): "Energia Solar" disponível em http://www.dgeg.pt/.

Jerez S, R. M. Trigo, A. Sarsa, R. Lorente-Plazas, D. Pozo-Vázquez e J. P. Montávez (2013): "Spatio-temporal complementarity between solar and wind power in the Iberian Peninsula". *Energy Procedia*, **40**, 48-57.

Jerez S, R. M. Trigo, S. M. Vicente-Serrano, D. Pozo-Vázquez, R. Lorente-Plazas, J. Lorenzo-Lacruz, F. Santos-Alamillos, AND J. P. Montávez (2013): "The impact of the North Atlantic Oscillation on the renewable energy resources in southwestern Europe". *J. Appl. Meteor. Climatol,***52**, 2204-2225.

Rogers (1984): "The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere". *American Meteor. Society*, **112**, 1999-2015.

SolarWord (2013): disponível em http://www.solarword.com/.

Tiwari G. N. e Dube S. (2010): "Fundamentals of Photovoltaic Modules and Their Applications". *RSC Energy Series,* **2**, 1-398.

Vallêra M. A. (2006): "Meio século de historia fotovoltaica ". *Gazeta da fisica.*

IMPLICAÇÕES GEOLÓGICAS E TECTÔNICAS ATRAVÉS DE LEVANTAMENTOS MAGNETOMÉTRICOS TERRESTRES REALIZADOS NA BACIA DE ITAGUAÍ, RIO DE JANEIRO - BRAZIL.

Dione Nunes do Nascimento [1]; Mauro César Geraldes [2]; Miguel Angelo Mane [2]

[1] Doutoranda no Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis - Universidade do Estado do Rio de Janeiro (dionegeo@yahoo.com.br); [2] Faculdade de Geologia, Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis - Universidade do Estado do Rio de Janeiro (mauro.geraldes@gmail.com e miguelmane@yahoo.com).

ABSTRACT

This work presents the magnetometric data obtained from Itaguaí basin, located into the southern portion of the Rio de Janeiro State (Rio de Janeiro, Brazil). The geology of this region encompasses Proterozoic igneous and meta-sedimentary rocks of the Rio Negro Complex. The main objective was to show the magnetometry measurements along the border of Itaguaí basin and compare with the geology lineaments existents in this area. It was produced three maps of each three profiles: total magnetic field, analytical signal and the first derivate. Field Geologic mapping confirmed three main lineaments which are predominantly related to three types of rocks (gnaisses, granitc and granodioritc) and its faults.

***Keywords**: magnetometry, Itaguaí basin, Rio de Janeiro.*

INTRODUCÃO

Nos últimos anos, o avanço das técnicas de interpretação geofísica, através do método magnetométrico, tem auxiliado o mapeamento geológico, principalmente em regiões onde a cobertura de solo é relativamente espessa. Esse é o caso, por exemplo, da bacia sedimentar de Itaguaí. Essa bacia está localizada entre as coordenadas 604/629E e 7465/7482N UTM, na região centro-sul do Estado do Rio de Janeiro, distanciando-se cerca de 70 Km do centro metropolitano (Figura 01).

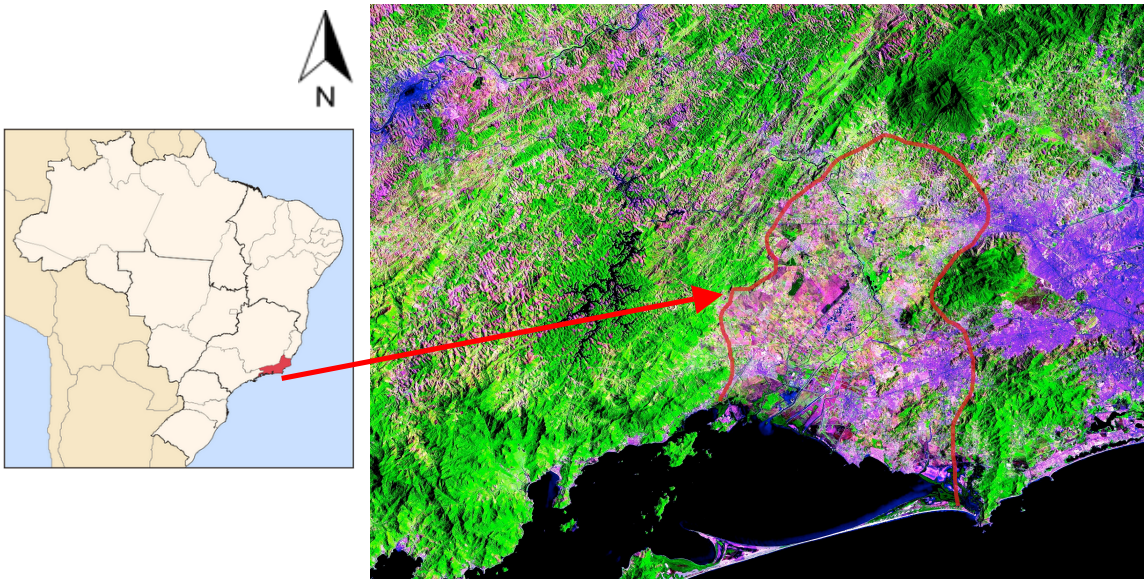


Figura 01 - Localização da bacia de Itaguaí delimitada em vermelho na imagem de satélite SPOT (1996).
(Itaguai basin location, bounded in red in satellite SPOT image, 1996)

A magnetometria, ferramenta utilizada neste trabalho, consiste na medição de pequenas variações do campo magnético terrestre em consequência da distribuição heterogênea das rochas magnetizadas. Com isso, é possível delimitar os principais lineamentos e fontes com minerais ferromagnéticos, aflorantes ou subaflorantes. Juntamente ao processamento dos dados magnetométricos, foram utilizados dados de levantamento geológico no campo, para aferir a natureza tectônica dos lineamentos diagnosticados pela magnetometria terrestre e, consequentemente, aferir a sua constituição geológica. Nesse sentido, apresenta-se, neste trabalho, o resultado do processamento dos dados magnetométricos terrestres realizados ao longo da borda da bacia de Itaguaí, destacando-se os seus principais lineamentos magnetométricos.

CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA

O Estado do Rio de Janeiro pode ser compartimentado em duas unidades morfoestruturais: o Cinturão Orogênico do Atlântico e as Bacias Sedimentares Cenozóicas, e inserida nesse contexto, a bacia sedimentar de Itaguaí. A região que engloba essa bacia tem um sistema de fraturas de direções predominantes NE-SW e NW-SE. O domínio é resultante de dobramentos, falhas reativadas e blocos remobilizados, produzindo cristas alinhadas, vales alongados, segmentos de drenagem retilínea, escarpas íngremes e grandes amplitudes de relevo (SEMADS/2001).
A bacia de Itaguaí está inserida em uma área de 2654 Km^2 e apresenta dois conjuntos fisiográficos distintos: o Domínio Serrano, representado por montanhas e escarpas da vertente oceânica da Serra do Mar, maciços costeiros (Pedra Branca, Mendanha, Ilha da Marambaia), e o Domínio da Baixada, representado por uma extensa planície flúvio-marinha, atravessada por rios que desembocam na baía de Sepetiba (CPRM, 2000) (Figura 02). As partes mais elevadas do domínio serrano (acima de 800m) situam-se nas Serras do Mazomba e do Couto e nos maciços do Tinguá, Mendanha, e Pedra Branca. Considerando-se como uma zona intermediária (200-400 e 400-600m) podem ser localizados os vales do alto Rio Guandu (Serra das Araras) e Rio Santana, onde a Serra do Mar apresenta um relevo mais dissecado.

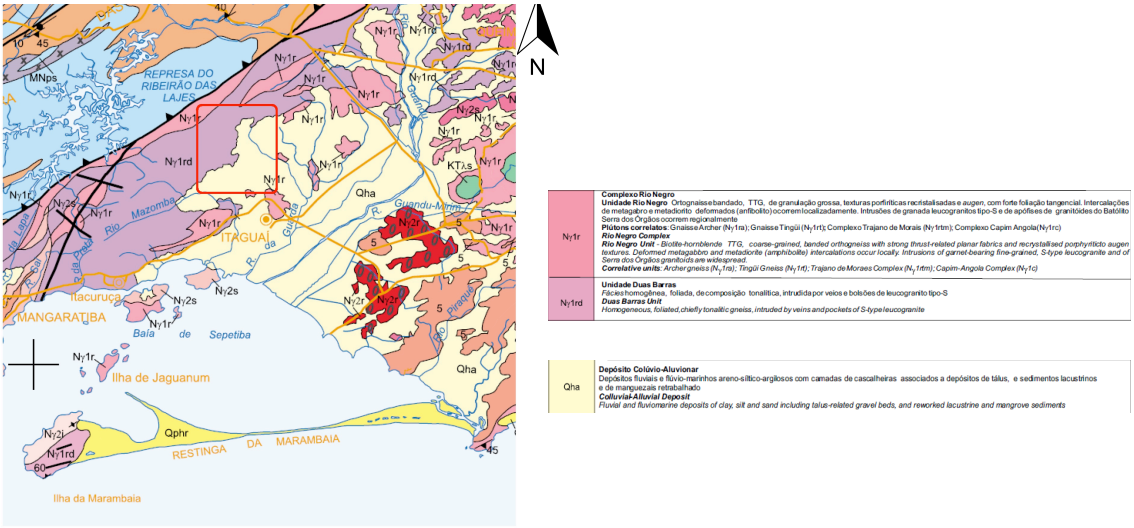


Figura 02 - Mapa geológico (adaptado de CPRM, 2000). No quadrado vermelho a área deste estudo.
(Geologic map (adapted from CPRM, 2000). In red square, the study area.)

Os maciços costeiros também sobressaem na topografia, distribuindo-se ao longo da faixa costeira, na direção N-NE (Figura 03). Compreendem colinas, pães-de-açúcar, serras orientadas e um conjunto morfológico mais elevado, onde se destaca o maciço de Mendanha-Gericinó-Madureira. Esses maciços se dispõem ao longo da costa com orientação geral NE-SW, tangenciando a linha da costa intercalada pelas planícies costeiras. Caracterizam-se por apresentar uma morfologia relacionada aos efeitos de uma tectônica regional e de fases erosivas sucessivas. As colinas ocorrem em pequenas áreas nos sopés das escarpas separadas pelas planícies fluviais, apresentando uma cobertura coluvial no topo separada dos materiais de alteração do substrato rochoso por uma linha de seixos. As colinas e maciços costeiros são construídos por diferentes litotipos, entre os quais predominam granitos e granodioritos do Proterozóico Superior e intrusões de rochas alcalinas de idade Cretácea. As declividades acentuadas das encostas, os elevados índices de pluviosidade e a degradação da cobertura vegetal, proporcionam alta suscetibilidade à erosão por movimentos de massa (escorregamento de solo e rochas, por exemplo) (SEMADS/2001).

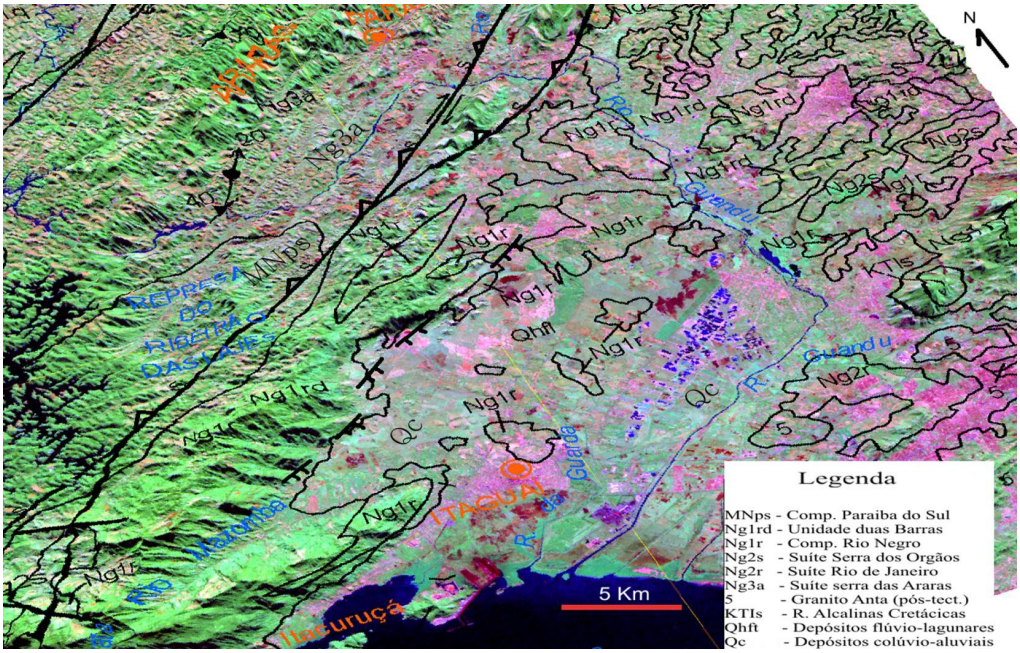


Figura 03 - Diagrama em perspectiva com mapa geológico 1:400.000 da área. Elevação da topografia com exagero de 7X (Candido *et. al*, 2013).
(Geologic map with perspective diagram of 1.400.000 area. Topographic elevation with over 7X (Candido et. al., 2013).

Na área deste estudo destacam-se duas grandes estruturas rúpteis que delimitam o SGGS, o Sistema de Falhas de Transferência e o de Borda, que sofreram reativação, configurando o principal evento tectônico no Cenozóico. Estudos focados em neotectônica na região atestam que os eventos tectônicos são atuantes até hoje. Foi realizado um levantamento estrutural utilizando-se técnicas de sensoriamento remoto e modelagem digital de terreno, visando reconhecer a densidade de lineamentos na área de estudo, e postula que as regiões de altos topográficos são alinhadas paralelamente a vales de drenagens e a linha de costa da Baía de Sepetiba, que é controlada tectonicamente por falhamento transferente (Candido et. al, 2013) (Figura 04).

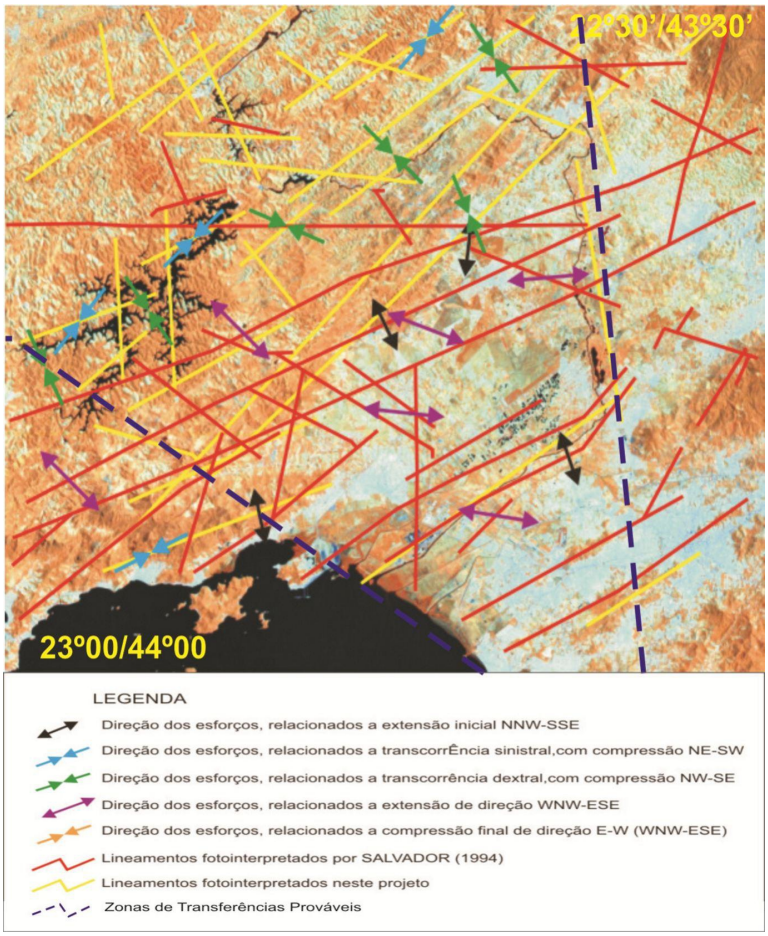


Figura 04 - Mapa de Lineamentos estruturais. Em amarelo os lineamentos principais NE-SW. (Candido *et. al*., 2013).
(Structural lineament map. With yellow color the mais lineaments NE-SW (Candido et. al., 2013)

MATERIAIS E MÉTODOS

Os perfis de magnetometria terrestre foram todos realizados tangenciando a Serra do Mazomba, na parte interna da bacia de Itaguaí, no município de Itaguaí/RJ (Figuras 05 e 06).

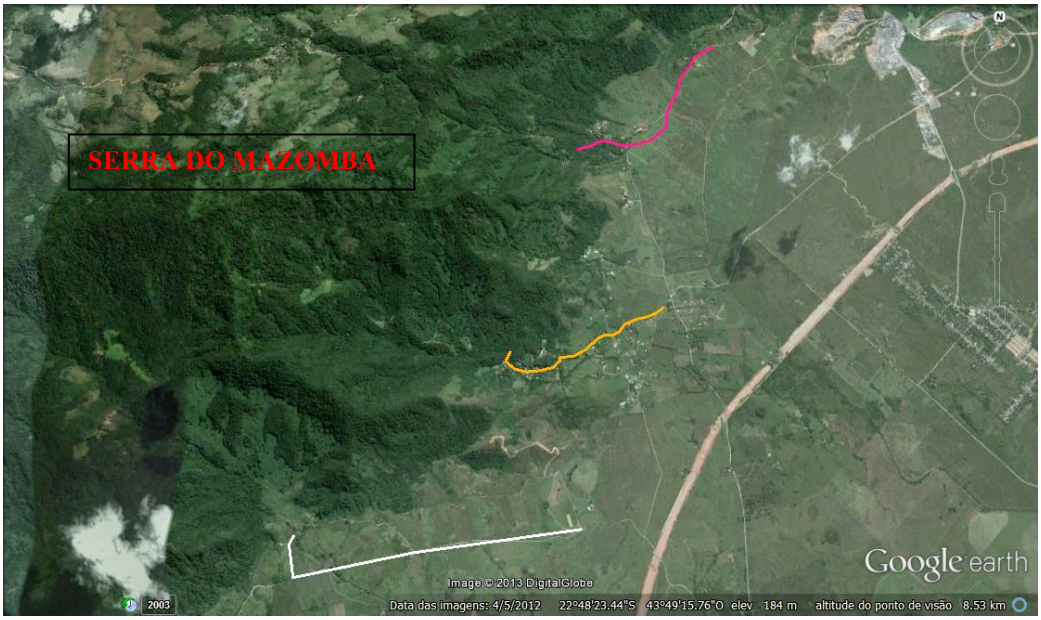


Figura 05 – Imagem de satélite com a localização dos perfis de MAG. Perfil EF em branco, perfil Base em laranja e perfil AB em rosa. (Google Earth, 2013).
(Satellite image with the location of magnetic profiles. EF profile in white color, Base profile in orange color and AB profile in pink color. Google Earth, 2013)



Figura 06 – Equipamento base instalado na linha do perfil AB laranja (vide figura 05).
(Base equipment fixed at profile line AB (view figure 05).



Figura 07 – Aparelho utilizado na aquisição dos dados de magnetometria.
(Equipment used in magnetometry acquisition).

O levantamento de MAG foi efetuado em três dias de campo, sendo o perfil AB no dia 29/06/2013, o perfil EF no dia 30/06/2013 (o mais longo, com mais de 2.300 metros de comprimento) e o perfil Base no dia 07/07/2013. Totalizando cerca de 5.500 metros de percurso. O aparelho utilizado foi o magnetômetro da marca Overhouser mostrado na Figura 07.

As medidas da componente total do campo geomagnético foram efetuadas com dois magnetômetros, cuja sensibilidade é de 0,l nT (10^{-9} Tesla), sendo um móvel e o outro servindo como base. Foram obtidas um total de 652 medidas ao longo de todos os 03 perfis. A remoção das variações temporais do campo geomagnético e a monitoração da variação diurnal do campo geomagnético foi efetuada numa base fixa onde uma leitura foi feita a cada 10 segundos. A remoção da variação temporal do campo foi efetuada subtraindo-se as variações do campo na base referidas a um campo de referência.

Para a base do dia 29/06/2013, o valor do campo de referência foi de 23254.82 nT, no dia 30/06/2013, o valor foi de 23296.35 nT, e no dia 07/07/2013 o valor foi de 23295.55 nT, correspondentes à primeira leitura na base que coincidiu com o início das medidas ao longo do perfil.

Foi utilizado o programa Oasis Montaj da Geosoft, com o objetivo de realizar essas correções nestes intervalos. Depois de obtidos os valores da correção diurnal, foram produzidos os mapas de campo magnético corrigido, do sinal analítico, da primeira derivada.

RESULTADOS E CONCLUSÕES

A figura 08 abaixo apresenta, de forma ampliada, o campo magnético total do Estado do Rio de Janeiro para que as variações das anomalias existentes sejam observadas em cada região dentro do Estado (CPRM, 1978). A área de estudo está localizada no retângulo preto (Figura 08).

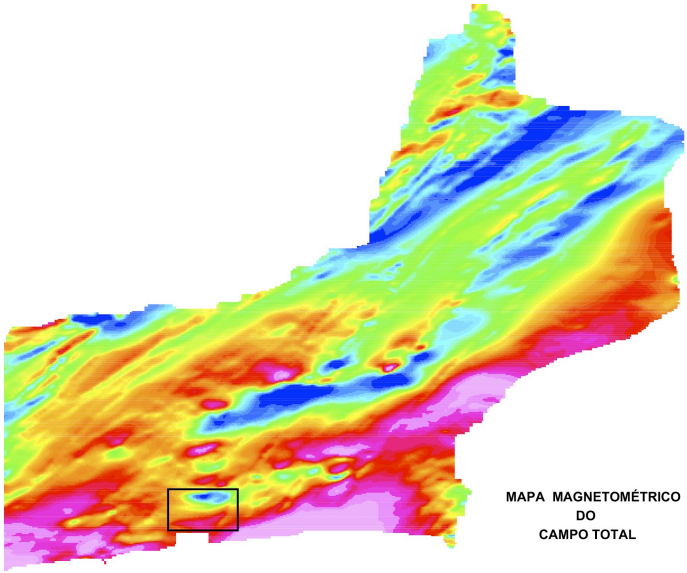
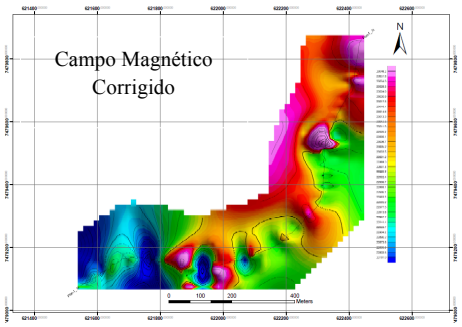


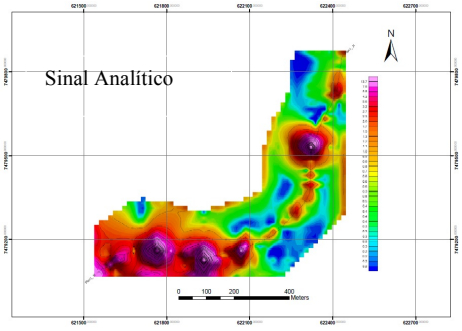
Figura 08 - Mapa aeromagnetométrico do campo magnético total do Estado do Rio de Janeiro (CPRM, 1978). A área de estudo encontra-se marcada no retângulo preto.

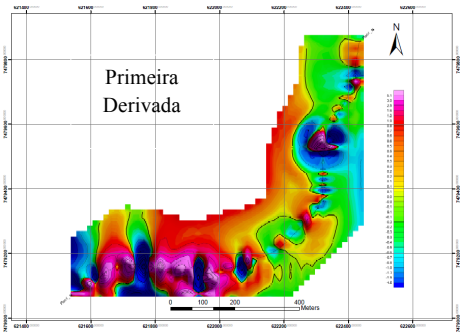
(Aeromagnetometry map of the total magnetic map of Rio de Janeiro State (CPRM, 1978). The study area is at black square.)

A análise dos resultados obtidos levou em conta a distribuição dos pontos do levantamento que, devido a restrições de acesso, é irregular em alguns perfis. Seguem abaixo os mapas do campo magnético corrigido, do sinal analítico e da primeira derivada de cada um dos 03 perfis realizados, após a correção do *IGRF*.

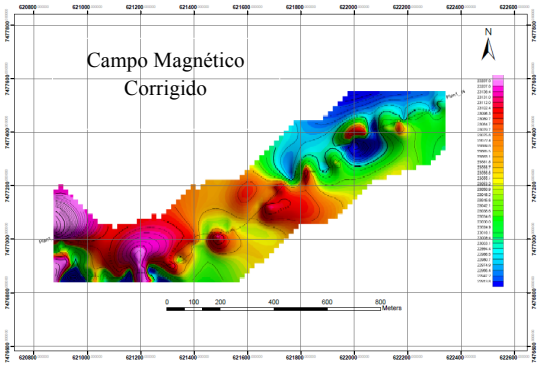
Perfil AB

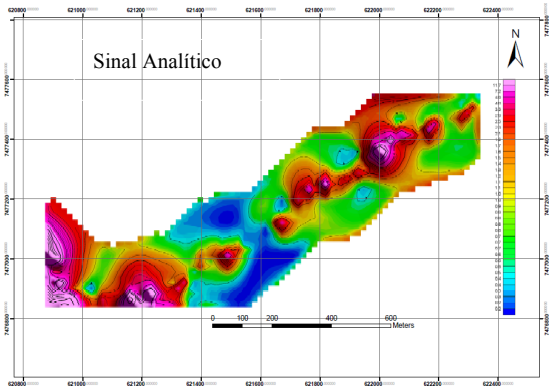


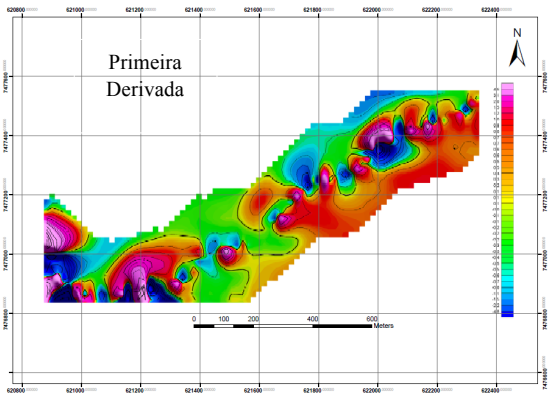




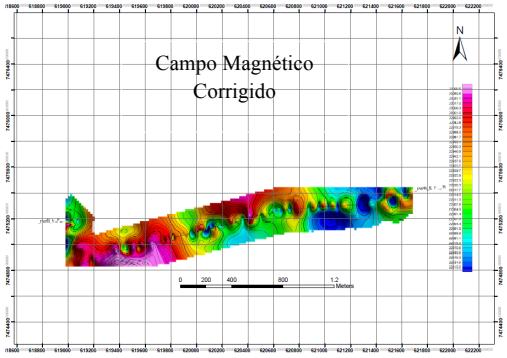
Perfil Base

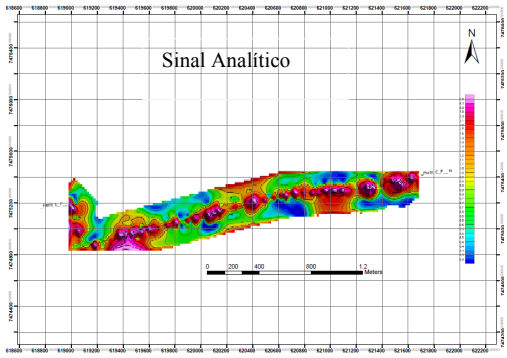


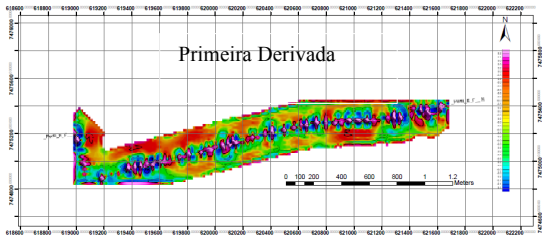




Perfil EF







No perfil AB observam-se valores de anomalias menores a sul da área no mapa de campo magnético corrigido, com leve aumento para norte e nordeste nos outros dois mapas (sinal analítico e primeira derivada). Já nos mapas do perfil Base observam-se valores de anomalias baixos a nordeste e na parte central do setor.

No perfil EF observou-se bastante irregularidade, com anomalias negativas e positivas espalhadas ao longo do setor. Esse relevo magnético heterogêneo pode nos indicar a presença de rochas intrusivas como diques, encontrados juntos aos lineamentos tectônicos da região.

Conclui-se, com esses dados, que a direção das anomalias dos perfis AB e Base estão de acordo com os lineamentos predominantes da região, que são de direção N-NE. Os mapas de deconvolução de Euller, bem como uma posterior modelagem das feições em subsuperfície utilizando em conjunto o perfil geológico da área estudada, irão colaborar para uma melhor compreensão do comportamento da geologia da área.

AGRADECIMENTOS

Essa pesquisa faz parte do Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro/Brasil, e foi possível ser realizada através do financiamento da FAPERJ - Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado

do Rio de Janeiro/Brasil, a qual fomentou equipamentos, saídas de campo e a uma bolsa de doutorado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CANDIDO, R. J. F.; MELLO, F. M; SOUSA, G. M.; FARIAS, C. M. M. Análise Geológica-Estrutural auxiliada por Sensoriamento Remoto aplicada aos Estudos Geoambientais no Sub-Gráben Guandu-Sepetiba - RJ. Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Foz do Iguaçu, PR. 2013.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (Brasil). Projeto Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. CD-ROM.

GEOSOFT PROGRAM. OasisMontaj. 2012.

SEMADS. Bacias Hidrográficas e Recursos Hídricos da Microrregião Ambiental 2 – Bacia da Baía de Sepetiba. Rio de Janeiro. 79p. 2001.

SPOT. Imagem de satélite da região da baía de Sepetiba. 1996. Escala 1:60.000.

Resultado de la microgravimetría 4D en el karst Sierra de las Nieves (Málaga)
Result of the 4D microgravity study in the karst of Sierra de las Nieves (Málaga, Spain)

Plata Torres J.L.
Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 2, 28760 Tres Cantos (Madrid). jl.plata@igme.es

SUMMARY

One of the aims of the Project "Conceptualization, characterization and interpretation of the spatiotemporal variability of karst hydrogeology by inverse modelling (KARSTINV)", curried out by IGME, is the development and evaluation of a gravimetric technique to obtain information on the spatial distribution of the permeability of a karst system, as an input to be considered in the recharge modelling. To do this, the gravity anomaly measured after a period of drought is going to be compared with the existing one after a period of recharge. The area selected for the study is the carbonate aquifer of Sierra de las Nieves (Málaga). Two measurements campaigns have been conducted with a Scintrex CG5 gravimeter, developing one specific methodology both for the field protocol and the anomalies calculation phases. The greatest difficulty in achieving the required high accuracy is the stabilization drift of the gravimeter at each reading, which depends on the type of motion of the instrument while it is moved between stations. Despite the adverse conditions of the area for this experiment, because of its big extension and rough relieve, it has been attained a final accuracy of about 5 microGal for each of the measuring periods. The amplitude of the 4D anomalies found does not exceed 30 microGal; the error analysis of the anomalies allow to localize areas of higher probability of low permeability. This experiment only covers a small part of the aquifer investigated, as the number of gravity stations is limited by the need to take measurements in the shortest time possible, so that there is no significant variation in the position of the water between readings of the same campaign. It can be concluded that this kind of gravimetric application should be limited to the study of smaller areas with gentle topography and with a vadose zone of little thickness.

1. INTRODUCCIÓN

Tras el experimento GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) (Llubes et al., 2004), se ha producido un renovado interés en las aplicaciones de la gravimetría en investigación hidrogeológica, dando lugar incluso a un cierto exceso de expectativas en cuanto a su utilidad en hidrogeología local. Desde los trabajos orientados a determinar la influencia gravimétrica de las variaciones de agua locales, como ruido a eliminar de las mediciones de gravedad absoluta (Van Camp et al., 2006; Creutzfeldt, 2010), se ha pasado a utilizar la microgravimetría en estudios hidrogeológicos en karst, tanto con mediciones absolutas (Jacob et al. 2008) como relativas (Jacob et al., 2010), en entornos detríticos (Pfeffer et al., 2013) o en aplicaciones para el monitoreo del movimientos de fluidos introducidos desde superficie (Mrlina, 2007; Gasperikova y Hoversten, 2008; Ferguson et al., 2007 y 2008; Hare et al., 2008), con mayor o menor éxito y en ocasiones con dudosos resultados.

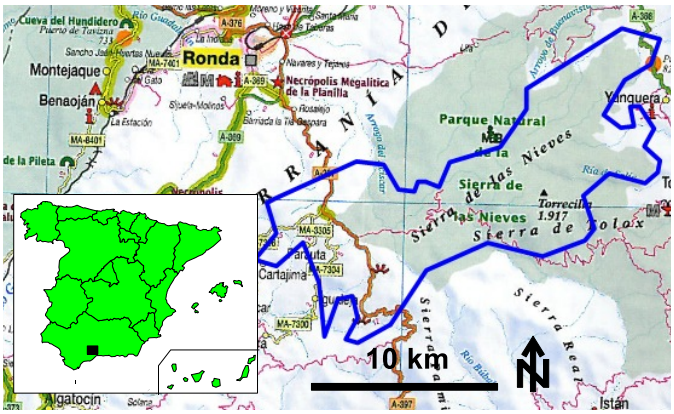


Figura 1*- Situación de la zona de trabajo.** ***(Position of the study area)

Uno de los objetivos del Proyecto "Conceptualización, caracterización e interpretación de la variabilidad espacio-temporal de la hidrogeología del karst por modelado inverso. (KARSTINV)", nº CGL2010-15498 del Plan Nacional de Investigación Científica 2008-2011, llevado a cabo por el IGME, es el desarrollo de una metodología microgravimétrica relativa 4D que proporcione datos para la estimación de la recarga en sistemas kársticos, utilizando un método operativo que consiga una precisión del orden de 5 µGal, y que sea viable en términos ecónomicos y logísticos. La zona seleccionada para el estudio es el acuífero carbonatado de la Sierra de las Nieves (Málaga) (Figura 1), Parque Natural catalogado como Reserva de la Biosfera por la UNESCO. El plan de trabajo ha consistido en la realización de dos campañas gravimétricas en dos épocas de distinto estado de recarga del acuífero, utilizando un gravímetro Scintrex CG5 con precisión de 1µGal. Un análisis de las correcciones por variaciones externas de la gravedad puede verse en Plata (2012) y Plata et al. (2013), y una descripción completa del experimento puede encontrarse en el informe IGME 64103-64104 (Plata, 2013), siendo el objeto de esta comunicación la presentacíon resumida de la metodología establecida y de los resultados obtenidos.

2. CAMPAÑAS DE MEDICIÓN

Los itinerarios seleccionados por su mayor interés hidrogeológico y accesibilidad forman cinco alineaciones con un total de unos 24 km (Figura 2). Sobre ellos se han señalizado 38 estaciones para las medidas de gravimetría con una distancia media del orden de los 500-1000 m, de acuerdo con las posibles anomalías de diversos modelos previamente evaluados. Los itinerarios 1 y 3 tienen orientación NO-SE, con cotas entre 998 m en el norte y 1155 m en el sur; comienzan en las dolomías del Jurásico Inferior-Triásico Superior, atraviesan la brecha de "La Nava", del Mioceno Inferior, y las calizas y margo-calizas del Jurásico Inferior, para finalizar de nuevo sobre las dolomías jurásicas. Los itinerarios 2 y 4 transcurren con orientación general O-E, ascendiendo desde 1046 m en el Este hasta el Puerto de los Pilones con 1749 m; recorren la brecha de "La Nava", margo-calizas del Jurásico Inferior y dolomías jurásicas. El quinto itinerario es un sendero de montaña de unos 3 km que une el Puerto de los Pilones con el Puerto de los Valientes, con orientación variable, sobre calizas jurásicas y margo-calizas; se efectuó a pie, transportando el gravímetro en una mochila especial, siendo en el resto transportado sobre el asiento posterior de un vehiculo todo-terreno.

Las estaciones se han situado sobre afloramientos o lugares con garantías razonables de estabilidad y permanencia en un periodo de

suave en la superficie circundante, ya que no es necesario efectuar correcciones de relieve. En cada lugar se ha señalizado la estación con pintura y fotografiando el lugar. Así mismo se han marcado los puntos sobre los que se apoyó el trípode del gravímetro en la primera lectura de cada estación, diferenciando la posición de la pata del trípode que se bloqueó para impedir variaciones en la altura del sensor. En el punto central del trípode se ha dejado un clavo de 5 cm, introducido en una perforación a broca y fijado con silicona. Las coordenadas de las estaciones, necesarias exclusivamente a efectos cartográficos, ya que no van a formar parte de los cálculos gravimétricos, se han medido utilizando el sistema GPS diferencial, con instrumentación Java propiedad del IGME, calculándose en el sistema UTM huso 30 ED50 y cota Z en m s.n.m.

La ubicación de la base obedece a unos criterios específicos, ya que debe estar en un lugar que no sea previsible que se vea afectado por variación en el contenido de agua en el subsuelo próximo, y además no debe estar demasiado alejada de las estaciones gravimétricas. Su cota no debería ser muy diferente de la de las estaciones, a fin de minimizar la amplitud de las anomalías estación-base, criterio imposible de cumplir en este caso. Se ha situado fuera del acuífero, sobre margas y calizas margosas del Triásico Medio (Figura 2). Para disponer de algún criterio con el que poder verificar la invariabilidad de la gravedad en este punto, se han seleccionado sobre la misma formación otras dos bases auxiliares, distanciadas entre si unos 1.5 km y con diferencias de cotas inferiores a 170 m.

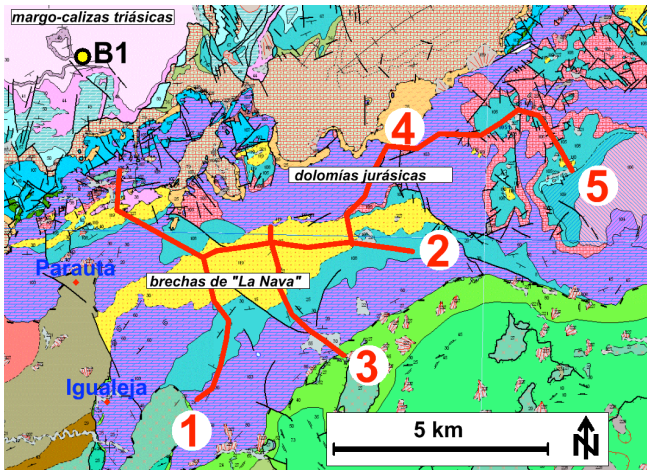


Figura 2*- Itinerarios seleccionados según el interés hidrogeológico y accesibilidad de la zona. Base en punto B1.** ***(Survey itinerary's chosen after the hydrogeological interest and accessibility. Point B1 is the gravimetric base).

Tras la calibración del gravímetro Scintrex CG5 utilizado y unión de las bases implantadas, las mediciones se han efectuado en agosto de 2011 y mayo de 2012. Cada campaña ha tenido una duración de 13 a 16 días, con programas de 3 a 4 h (salvo el realizado a pié, que duró 9 h), utilizando exclusivamente la base B1. En 2011 se han registrado 5 ciclos de lectura en cada determinación, repitiendo las mediciones al menos tres veces en programas independientes, pasando a 10 ciclos y dos repeticiones en 2012. Para tener en cuenta la variación de la corrección Luni-Solar y de carga oceánica con las coordenadas y cota de cada estación, se ha dividido la zona en tres sectores, a cotas 900, 1100 y 1700 m. Las correcciones se han calculado utilizando el método ETGTAB para la Luni-Solar y Fes2004 para la carga oceánica, en intervalos de 2 minutos y posterior interpolación a los tiempos exactos de lectura de cada ciclo en los programas de medición.

Debido a la fuerte topografía de la zona, las anomalías (diferencia de gravedad estación y base) son superiores a 20 mGal para 17 de las 38 estaciones, llegando a más de 120 mGal (Figura 3), lo que supone una fuente potencial de errores derivados de imprecisiones en la constante de calibración del gravímetro.

en la Base1 de 16 µGal, que han sido disminuidos a los valores de anomalías medidos en esa campaña, antes de calcular las anomalías 4D.

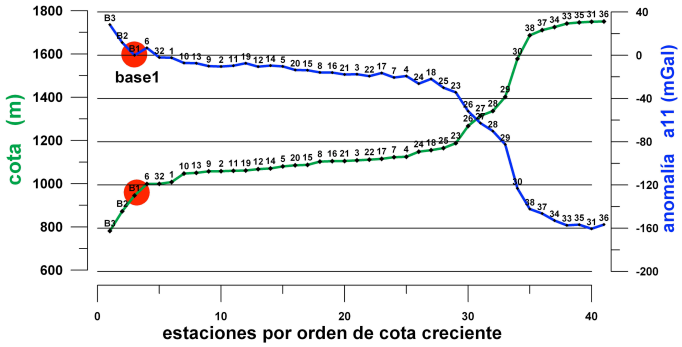


Figure 3*- Variación de la anomalía en función de la cota de la estación.** ***(Gravity anomaly versus altitude).

3. DERIVA DE ESTABILIZACIÓN. CRITERIO PARA LA SELECCIÓN DE LECTURAS

Se ha podido apreciar que el factor que más influye en la calidad de las lecturas es la deriva de estabilización del gravímetro. En la operatividad del gravímetro Scintrex CG5 pueden apreciarse diversos tipos de deriva o variación de las lecturas con el tiempo. El instrumento dispone de un sistema de compensación de la deriva intrínseca o estática mediante un factor que ha sido regularmente comprobado. La variación de las primeras lecturas efectuadas cada día en la base permite verificar el comportamiento del gravímetro tras un periodo de reposo (durante la noche) seguido de un desplazamiento aceptablemente igual para todos los días (lugar de alojamiento-base), denominado deriva secular; la variación de las lecturas en base a principio y fin de programa es la deriva de trabajo, cuya evolución permite verificar si es acorde con la variación Luni-Solar, controlando así la posible existencia de saltos, que provocarían derivas anormales.

Puesto que en cada estación se registran al menos cinco ciclos de lectura, es necesario seleccionar el valor a asignar la medición. Para esta selección resulta fundamental conocer el comportamiento de la estabilización instrumental, que depende fundamentalmente del movimiento a que ha sido sometido el gravímetro en su desplazamiento entre estaciones. El tiempo de estabilización es el tiempo transcurrido desde que el gravímetro se deja nivelado y leyendo en una estación hasta que las lecturas empiezan a seguir la evolución del efecto Luni-Solar, y en mayor detalle el de la carga oceánica. Cuando se dan estas condiciones, la variación en la elongación del muelle está respondiendo a la variación de la gravedad, aunque al cabo de un tiempo, debido a la deriva, comience a separarse de esta tendencia. Mientras que en un registro estático de larga duración es posible evaluar su deriva y corregirla de los datos, esto es inviable en las lecturas dinámicas efectuadas durante un programa de medición en campo, en las que el registro en cada estación es de pocos minutos. Se han llevado a cabo varios experimentos para evaluar la estabilización de las lecturas del gravímetro utilizado (Plata, 2013), tanto en condiciones puramente estáticas, como utilizando datos más afectados por condiciones dinámicas. El análisis de estos datos permite llegar a la conclusión de que cuando el gravímetro ha estado sometido a movimiento, como es el debido a una jornada de trabajo en campo, una vez instalado en un punto fijo las lecturas tardan en estabilizarse (en el sentido de seguir una evolución de acuerdo con la variación de la gravedad debida al efecto de marea y de carga oceánica), tiempos mínimos de dos a tres horas, con un aumento (en ocasiones disminución) de los valores de las lecturas, que pueden ser de más de 0.100 mGal. Se ha comprobado que no puede atribuirse a los cambios de temperatura el largo tiempo de estabilización de las lecturas. El ritmo de estabilización es normalmente mayor al comienzo del registro, para luego ir suavizándose, sin que siga la misma pauta en todas las ocasiones, con ratios de variación que pueden llegar a ser de 2 a 10 cmGal/h, muy superiores a los

(entre 0 y 0.5 cmGal/h) y estática (del orden de 1 cmGal/h) (Figura 4). Sin embargo, se ha comprobado que la evolución de un conjunto de ciclos de lectura durante un tiempo de unos quince minutos, incluso aunque se escojan al inicio del registro o cuando el instrumento no esté todavía estabilizado, pueden presentar oscilaciones del orden de solamente unos ± 3µGal respecto de un valor medio, por lo que se interpretarían como "estabilizadas" (en sentido estricto), aunque no respondan a las variaciones de gravedad en ese momento. Además se ha verificado que la evolución en estos periodos cortos no depende de la aplicación a las lecturas de la corrección de la deriva de trabajo (excepto cuando ésta es muy acusada, superior a 2.5 cmGal/h) y de carga oceánica, que son prácticamente constantes para todas las lecturas durante ese tiempo. Esto es debido a que la estabilización no se produce con un ratio constante, sino que en realidad tiene lugar mediante aumentos "escalonados" que durante un corto intervalo de tiempo presentan ratios muy inferiores al total. El análisis efectuado evidencia que las lecturas registradas en los primeros minutos de hacer estación no van reflejar el valor real de la gravedad, que no se alcanza hasta un tiempo que puede ser superior a dos horas. Mientras que las derivas de trabajo y secular son equivalentes en ambas campañas (Figura 4), la estabilización ha sido mejor en la campaña de 2012, en la que a la vista de la experiencia adquirida se han cuidado extremadamente las condiciones de transporte del instrumento, en especial durante la ejecución de los programas de medición.

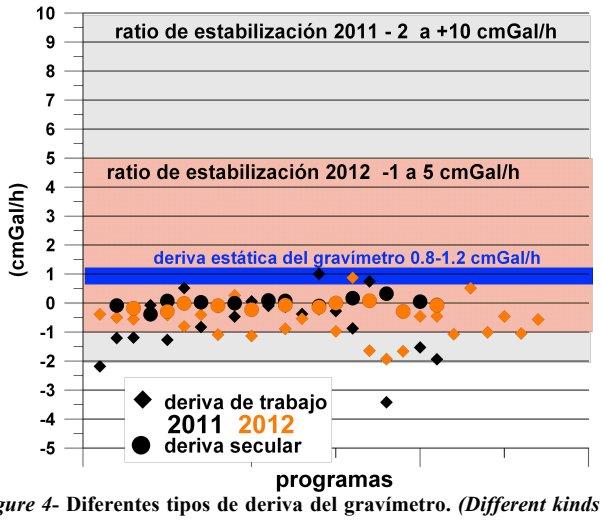


Figure 4*- Diferentes tipos de deriva del gravímetro.** ***(Different kinds of drifts of the gravitymeter).

La deriva de estabilización tiene una consecuencia importante, ya que la gravimetría relativa se basa en medir la diferencia de lecturas entre cada estación y la base a la que se van a referir las anomalías. La metodología de trabajo tiene que procurar que la diferencia de lecturas entre base y estación sí que refleje la diferencia de gravedad entre ambos lugares, aunque cada lectura independiente no lo haga. La ejecución de varios ciclos de lectura tiene precisamente por objeto optimizar el valor adoptado para la gravedad en cada estación. Si el ritmo de estabilización fuera siempre el mismo, la diferencia de gravedad determinada entre dos puntos sería independiente del ciclo de lectura escogido en cada estación, siempre que se tomaran al cabo del mismo tiempo desde el inicio de cada medición. Si las lecturas del gravímetro presentan gran "estabilidad" en todo el programa la selección del ciclo de lectura no resulta crítica; en la Figura 5 las lecturas seleccionadas en la apertura y cierre en base se han marcado con una cruz verde, indicando la barra de color malva la diferencia de gravedad con la que se calcula la deriva de trabajo. Para la estación 4 se indica el valor de las anomalías para todos los ciclos leídos, respecto del ciclo seleccionado en la apertura en Base, habiendo entre todas ellas una diferencia máxima de 3 µGal. En la Figura 6 se presenta un programa con lecturas de peor estabilidad, en el que la anomalía puede tener una oscilación de 14 µGal según el ciclo seleccionado.

primeras medidas de cada día en la base es positivo, con valores similares cada día, aunque no son escasas las excepciones. El ratio de estabilización de las lecturas en las mediciones finales en la base presenta mucha mayor disparidad: en ocasiones es similar al de las lecturas de apertura, en otras es muy diferente o de signo contrario. En cualquier caso, es notable que el signo de estabilización sea independiente del de la deriva de trabajo. Solo ocasionalmente los ratios de variación de las lecturas en base son muy pequeños, permitiendo elegir una lectura sin ambigüedad. Estas mismas conclusiones son válidas para el ratio de estabilización de las lecturas en las estaciones del programa, para las que la corrección de la deriva de trabajo solo supone añadir una constante a todos los ciclos, por lo que no contribuye a ecualizar el ritmo de estabilización.

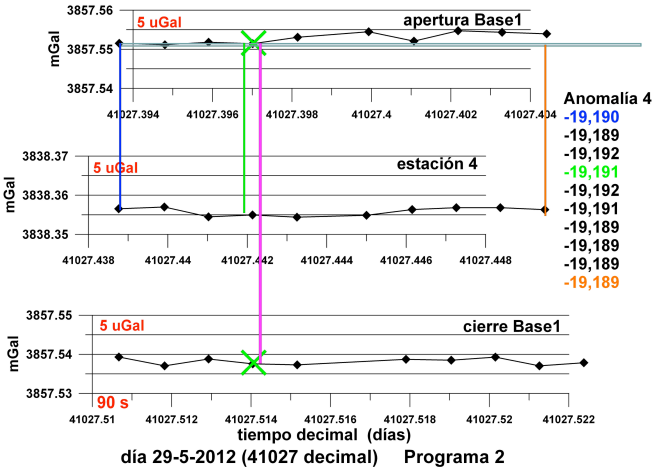


Figura 5*- Ejemplo de la influencia del ciclo seleccionado en el valor de la anomalía cuando las lecturas son muy estables.** ***(Example of the error in the anomaly evaluation for stable readings)

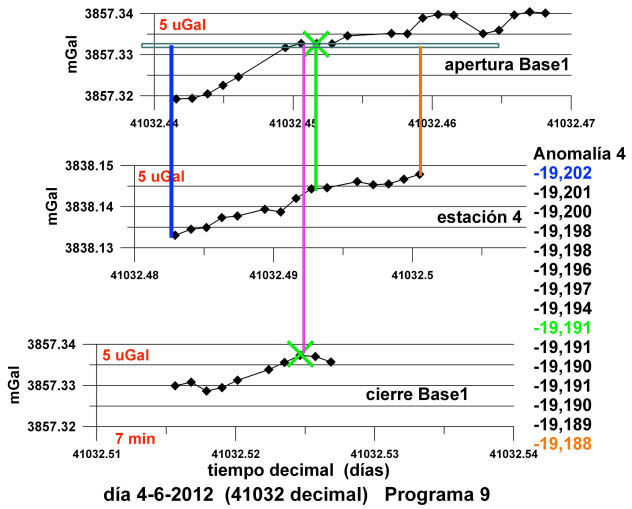


Figura 6*- Ejemplo de la influencia del ciclo seleccionado en el valor de la anomalía cuando las lecturas son inestables. (***Example of the error in the anomaly evaluation for unstable readings)***

La casuística de posibles situaciones es incontrolable, no permitiendo definir una operativa de trabajo incuestionable. Es decir, que dada la gran desigualdad del comportamiento del gravímetro en cada ocasión, no es factible adoptar un único criterio para la selección de lecturas representativas de la gravedad con el error que en teoría permite su precisión instrumental, por lo que el proceso contiene cierta carga de subjetividad, y se ve condicionado por el número de ciclos efectuado. La selección de lecturas en la apertura en Base es fundamental por depender de ella el cálculo de todas las anomalías del programa, pudiendo invalidarlo si no son lo suficientemente correctas. De las observaciones efectuadas puede concluirse que la gravedad leída en la base evoluciona

por la deriva secular y de trabajo, cuya comprobación permite identificar situaciones anómalas, en las que los errores de selección pueden ser mayores. La comparación de la estabilización de los ciclos de lecturas en la medición inicial y final en base permite apreciar su influencia en el cálculo de la deriva, que afectará al cálculo de las anomalías de todas las estaciones del programa.

4. EVALUACIÓN DE ERRORES

En la evaluación del error que pueden tener las anomalías, tanto estación-base como su variación temporal o anomalías 4D, hay que tener en cuenta cada uno de los factores que intervienen en su medición y cálculo. Debido a la resolución nominal del gravímetro y condiciones metrológicas (parámetro SD de desviación estándar proporcionado por el instrumento) cualquier lectura puede estar acompañada de un error de ± 1µGal. La posible desviación de la compensación de la deriva estática (parámetro DRIFT) respecto a su efecto real, así como la deriva diaria o secular no tiene ninguna repercusión en la determinación de las anomalías. La deriva de trabajo puede tener un error implícito de ± 2µGal, al ser el resultado de una diferencia de valores con precisión de ± 1µGal. La deriva o ratio de estabilización instrumental puede influir notablemente en el error que se introduzca en las anomalías, pero no puede evaluarse dicho error más que al comparar las anomalías medidas en programas distintos (repeticiones de control). El valor de las correcciones de marea y de carga oceánica depende del método de cálculo seguido En estas campañas se ha comprobado que no es necesario tener en cuenta las variaciones de presión. Puede atribuirse al conjunto de las correcciones externas la posible introducción de errores en el valor final de cada lectura del orden de ± 0.5 µGal como máximo. Considerando el conjunto de todos los factores, la gravedad calculada puede tener un error intrínseco de ± 1.5 µGal en base y de ± 3.5 µGal en las estaciones, por lo que el valor de la anomalía (diferencia de lecturas entre estación y base) puede tener un error intrínseco de ± 5 µGal. Como resultado, la diferencia de anomalías en dos épocas (anomalía 4D) puede ir acompañada de un error intrínseco de ± 10 µGal.

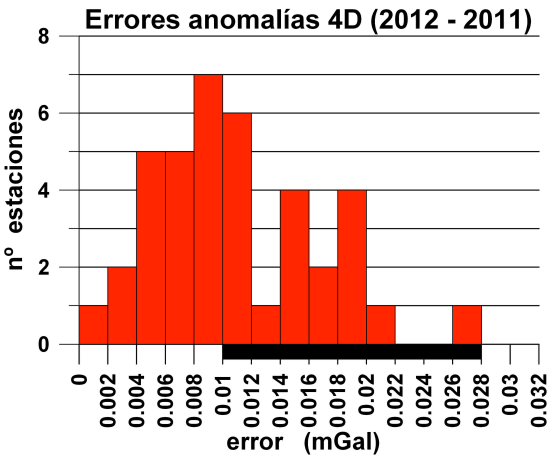


Figura 7*- Distribución de errores de la anomalía 4D.** ***(Distribution of the 4D anomaly error)

Se han efectuado varias repeticiones de control de las medidas en cada estación, en general 3 en la campaña de 2011 y 2 en la de 2012, obteniéndose los correspondientes valores de anomalías, que, una vez depuradas dan lugar a un único valor final para cada estación y para cada campaña. El error de esta anomalía final viene dado por la mitad de la diferencia máxima entre los valores aceptados para su cálculo; su valor medio es de 7 µGal en 2011 (con valor inferior a 5 µGal para el 45 % de las estaciones), y 4 µGal en 2012 (con valor inferior a 5 µGal para el 77 % de las estaciones). Puede considerarse por lo tanto que ambas campañas han cumplido el objetivo perseguido en el diseño de su metrología, aunque evidentemente existen estaciones donde se supera la precisión deseable, y ha sido mejor el resultado de la campaña de 2012.

de cada anomalía en cada campaña. Su histograma (Figura 7) presenta una distribución con dos poblaciones: la mayoría tienen un error entre 0 y 12 µGal, con valor medio entorno a los 8 µGal, existiendo, bien diferenciada, otra población con error entre 12 y 22 µGal (media de 18 µGal). El 47 % de las estaciones supera el error intrínseco de 10 µGal. De acuerdo con el análisis de errores, la mayor fiabilidad de las anomalías 4D la tienen las de amplitud superior a 10 µGal (error intrínseco) y que estén acompañadas por un error de repetición inferior a 10 µGal. Esta condición la cumplen las anomalías de las estaciones 1, 6, 8, 10, 12, 15, 16, 19, 23 y 26, señaladas en la Figura 8. Aunque no cumplan esta condición, pueden considerarse también de aceptable fiabilidad, por la buena agrupación de sus datos de campo, las anomalías de las estaciones 21, 22, 24, 29 y 38.

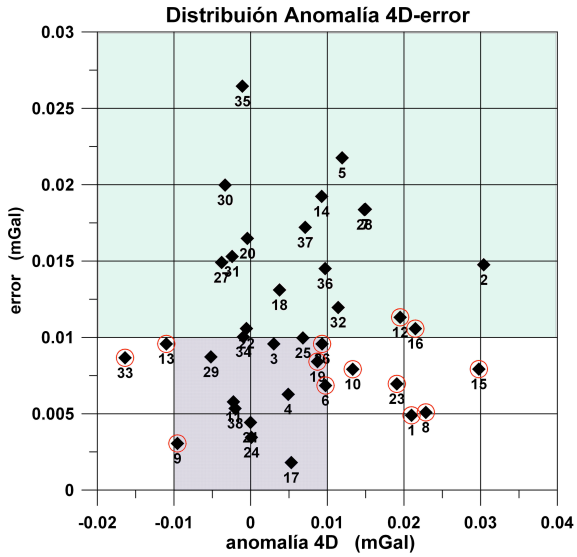


Figura 8*- Clasificación de las anomalías 4D en el espacio error-amplitud.** ***(Classification of the 4D anomaly's in the error-amplitude space. The stations selected are indicated by a circle).

5. INTERPRETACIÓN DE LAS ANOMALÍAS 4D

En la Figura 2 se indica la distribución por perfiles o itinerarios en que se han organizado las mediciones. La variación de las anomalías 4D sobre los mismos están representadas en la Figura 9, resaltándose en relleno azul las anomalías positivas (aumento de gravedad en 2012 respecto de 2011) con valor superior a 10 µGal. Se ha superpuesto el error para cada estación, indicando con un círculo las estaciones que cumplen las condiciones de mayor grado de confianza (anomalía ≥ 10 µGal, error ≤10 µGal). Para el primer itinerario puede interpretarse que en el entorno de las estaciones 1-2 y 8 existe en 2012 una mayor acumulación de agua en la zona más próxima a la superficie del suelo; hacia el sur del perfil no hay apenas diferencia entre la gravedad medida en 2011 y en 2012, sin que haya zonas singulares de acumulación de agua, debiendo encontrase ésta a mayor profundidad que en la parte norte del perfil.

En el perfil 3, también con orientación Norte-Sur, existe un buen grupo de estaciones de mayor fiabilidad, siendo todos los valores de anomalía positivos (excepto en la estación 13), lo que puede interpretarse como una zona de mayor concentración de agua en el subsuelo próximo, sobre todo en la zona de las estaciones 15 a 16.

En el perfil 2, que transcurre en dirección Oeste-Este, el valor de la anomalía 4D es prácticamente nula, salvo en los extremos (estaciones 10 y 23), en los que puede interpretarse una presencia más próxima de las zonas con agua. En el resto del perfil son especialmente fiables las estaciones 21, 22 y 24, todas ellas en la brecha de La Nava.

Los perfiles 4 y 5 forman una alineación en dirección SO-NE desde la estación 25 a la 34, girando a NO-SE hasta el final, estación 38. La cota es continuamente ascendiente, salvando un fuerte desnivel de más de 500 m hasta la estación 31, desde donde

anomalías, que no pasan de -20 mGal en el resto de los perfiles, llegan aquí a más de -160 mGal. Las anomalías 4D son todas ellas, salvo en la estación 26, de magnitud inferior al error, y por lo tanto de baja fiabilidad; positivas en ambos extremos, presentan una zona sin casi cambios en la porción central. En la Figura 10 se han marcado las zonas anómalas, indicando con línea discontinúa las de menor grado de confianza.

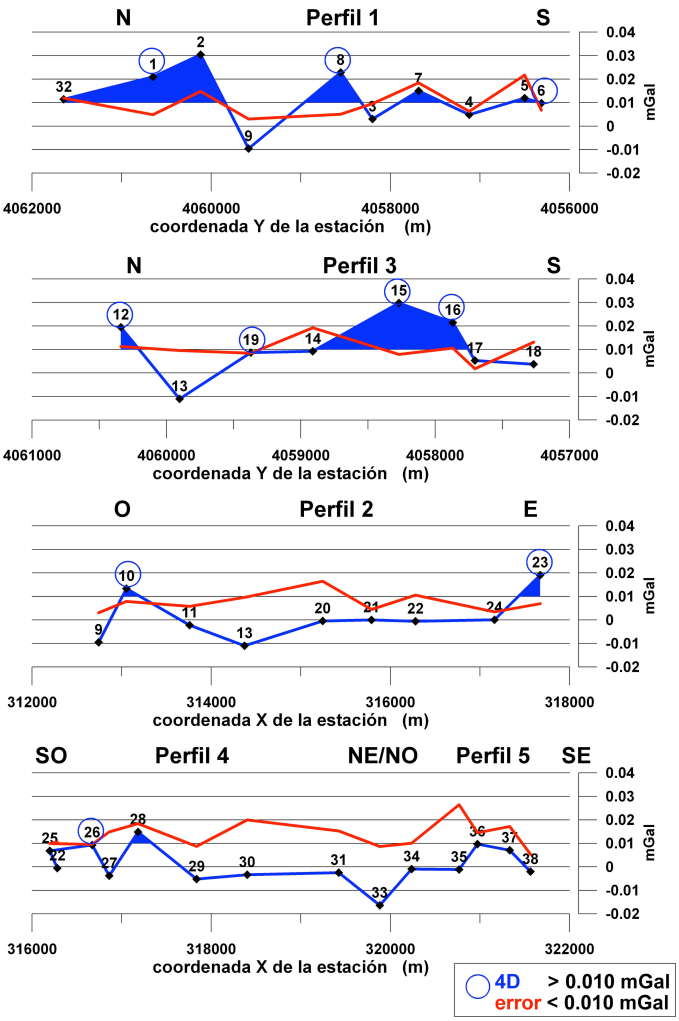


Figura 9- **Anomalía 4D y error para los itinerarios medidos.** ***(4D anomaly and error for the measured itineraries)***

Las zonas anómalas deben entenderse no estrictamente limitadas a la posición de las estaciones, sino que su origen puede encontrarse en áreas más extensas, indicando lugares de menor permeabilidad y/o mayor porosidad. Su situación corresponde con las partes más llanas de los perfiles prospectados, o bien en zonas de valle, con algunas excepciones. Su posición respecto de la cartografía geológica de superficie (Figura 10), pone de manifiesto que estas zonas se localizan fundamentalmente sobre el recubrimiento del Mioceno Inferior (formación "Brecha de la Nava") y la subyacente formación de calizas y margocalizas del Jurásico Inferior de facies Sinemuriense y Hettangiense. Otras zonas se sitúan sobre áreas especialmente fracturadas (estaciones 36-37) o en contactos de cabalgamiento (estación 28).

La zona de trabajo donde se ha llevado a cabo este experimento presenta una situación muy especial para la realización de estudios de microgravimetría 4D, ya que en principio no reúne ninguna de las condiciones idóneas para este tipo de trabajos por su extensión, topografía, red viaria y gran potencia de la zona no saturada. No obstante, pensamos que la metodología desarrollada es de aplicación en otras circunstancias. En función de todo el proceso metrológico y de cálculo seguido, y dado el escaso número de estaciones especialmente fiables, debe entenderse que el resultado de lo que es posible medir con microgravimetría en una zona de estas características.

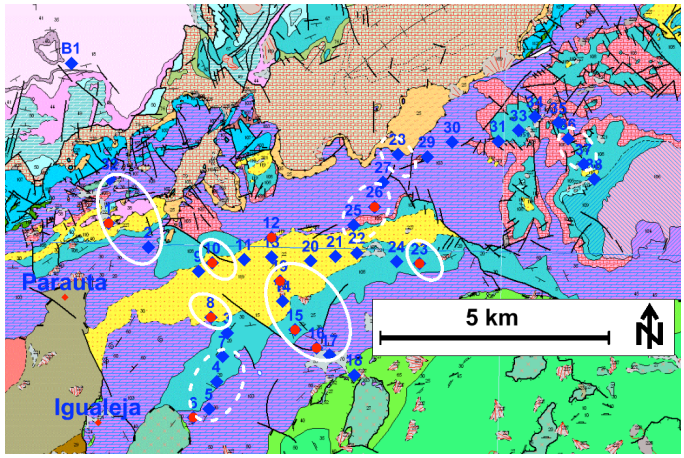


Figura 10- **Posición de las zonas anómalas. Las estaciones en color rojo son las de mayor fiabilidad.** ***(Position of anomalous zones. Stations in red are the most reliable ones)***

6. SÍNTESIS DE METODOLOGÍA DESARROLLADA

En este trabajo se ha desarrollado una metodología para llevar a cabo campañas de microgravimetría relativa 4D con el objetivo de detectar las posibles anomalías producidas por la variación del contenido en agua en la zona no saturada de un karst. No se trata de un trabajo de tipo académico ni teórico, con la utilización de medios desproporcionados (p.e. bases de gravimetría absoluta con gravímetros superconductores SG), sino que se ha perseguido la puesta a punto de una metodología compatible técnica y económicamente con la realización de estudios aplicados. A continuación se sintetizan los aspectos más relevantes, ordenados por los siguientes conceptos:

- consideraciones previas
- preparación de la campaña
- operatividad del gravímetro
- correcciones externas
- errores intrínsecos
- adquisición de datos
- proceso de datos

6.1 CONSIDERACIONES PREVIAS

- La variación de porosidad/permeabilidad controla la variación de densidad

Se asume que la diferencia entre las anomalías de gravedad medidas en la misma estación en dos periodos será debida a la variación en la distribución de masa de agua local entre dichos periodos, lo que lleva implícito que la distribución de la porosidad/permeabilidad no es homogénea en el área prospectada (existe un contraste lateral de porosidad/ permeabilidad).

- Zonas de influencia

Entre el 52 % y el 80 % de las causas de origen hidrogeológico que ejercen influencia sobre la gravedad se generan en un radio de unos 50 m entorno del gravímetro, y el 90 % de la señal proviene de un área con un radio de unos 1000 m.

- Amplitud y longitud de onda de las posibles anomalías

Es aconsejable efectuar una modelización previa de las anomalías que pueden generarse, teniendo en cuenta la recarga, porosidad, dimensiones y profundidad de las posibles acumulaciones de agua. En función de ellas se puede determinar la distancia entre estaciones más adecuada al objetivo, así como una primera evaluación de las posibilidades de detección.

- Condicionantes de la zona

microgravimetría relativa 4D se dan cuando las anomalías (diferencia de gravedad entre las estaciones y la base) no son superiores a 10 mGal, ya que ello minimiza el error producido por la imprecisión de la constante de calibración. Esto conlleva desniveles inferiores a 50 m.

- El número de estaciones a utilizar debe ser posible medirlo en campañas cuya duración garantice que no se producen variaciones de gravedad por movimientos de masa locales, ni en la base ni en las estaciones (p.e. debido a grandes lluvias durante la campaña), para poder referir todas las observaciones a un tiempo común.
- Si quiere conocerse la variación de la gravedad en periodos de tiempo inferiores a la duración de una campaña de mediciones, se trata de un tema de monitorización o medición continua de la gravedad simultáneamente en todas las estaciones, lo que se sale de las posibilidades prácticas de un estudio real.

6.2 PREPARACIÓN DE LA CAMPAÑA

- Situación de la base

- No debe emplearse nada más que una base para el inicio y fin de los programas de lectura.
- La base debe situarse en un lugar donde sea previsible que la gravedad no varíe por importantes modificaciones de su entorno próximo ni por la variación de la existencia de agua en el subsuelo entre los diferentes periodos de medición.
- No debe estar demasiado alejada de las estaciones gravimétricas, a fin de no alargar la duración de los programas de lectura, lo que puede ser difícil de reconciliar con la condición anterior.
- Preferentemente, su cota no debería ser muy diferente de la de las estaciones, para minimizar la amplitud de las anomalías.
- A fin de controlar que en la base no se produzcan variaciones de gravedad entre ambos periodos de medida, o poder tener en cuenta los cambios, deben situarse otras dos bases auxiliares, midiendo las diferencias entre ellas en ambas campañas.

- Situación de las estaciones

- Deben seleccionarse emplazamientos estables e inalterables en el tiempo, sin que sea necesario cuidar la mejor nivelación topográfica del entorno (si no se necesita el cálculo de la Anomalía de Bouguer).
- Deben señalizarse los puntos donde se apoyan las patas del trípode en la primera lectura de cada estación en la primera campaña, diferenciando la pata con altura bloqueada.
- De cada estación se hará una descripción y fotografía que permita su identificación.
- No es necesario que las coordenadas topográficas sean exactamente las del punto donde reposa el gravímetro, si no va a efectuarse un cálculo de la Anomalía de Bouguer, lo que permite situar la antena GPS en un lugar próximo (a uno o dos metros) y medir simultáneamente al gravímetro, economizando tiempo.
- El tiempo de desplazamiento entre el lugar de residencia y la zona de trabajo debe ser minimizado.

6.3 OPERATIVIDAD DEL GRAVÍMETRO Scintrex CG5

- Calibración del gravímetro

- Si han transcurrido más de dos años desde la última calibración del gravímetro, debe calibrarse, preferentemente en la misma base de calibración utilizada anteriormente.
- La operación de calibración no puede efectuarse con precisión mejor del orden del 0.01 al 0.02 %.

tendrán en cuenta.

- La exactitud en el valor de la constante de calibración no es un factor importante en microgravimetría, siendo los errores de 0 µGal para anomalías 4D de hasta 1 mGal.
- Sin embargo, la posible variación de la constante de calibración con el tiempo tiene una especial importancia en microgravimetría 4D, ya que si entre las medidas en dos épocas ha variado la constante pero no se ha modificado su valor en el gravímetro, se obtendrá un falso valor de la diferencia de gravedad entre ambas campañas, dando lugar a falsas interpretaciones. Una variación del 0.10 % conlleva un error de 10 µGal en la anomalía 4D, para anomalías estación-base de 10 mGal.

- Nivelación

- Debe bloquearse una de las patas del gravímetro para que no pueda modificarse la altura del sensor, situando esta pata siempre en el mismo lugar de cada estación.
- Cuando la inclinación (parámetro TILT X Y) es superior 40-50“, el sistema de corrección automática por software no proporciona valores de gravedad correctos.

- Influencia de los golpes

Un golpe al gravímetro puede provocar un salto permanente en las lecturas. Aunque en condiciones estáticas son fáciles de notar, los golpes puede darse fundamentalmente durante el transporte del gravímetro en la campaña de medición (baches, piedras, curvas, etc.), por lo que solo pueden apreciarse según sea su magnitud, sobre todo si dan lugar a una diferencia muy anómala en el cierre de las lecturas en base. Saltos menores pueden ser fácilmente confundidos con la deriva de trabajo. En cualquier caso, de producirse, no serán observables en las lecturas en las estaciones, aunque repercutirán en el error de las anomalías calculadas por lecturas repetidas en programas distintos.

- Temperatura

- Existe una deriva de largo término debida a los cambios regulares de temperatura diaria. Para mediciones relativas esta componente quedará incorporada a la deriva de trabajo.
- Se ha comprobado que el gravímetro corrige correctamente los cambios de temperatura, sin que estos se manifiesten en las lecturas de la gravedad: su influencia en el periodo de estabilización del instrumento no es por lo tanto importante.

- Filtro sísmico

La producción de micro-sismos es continua, pudiendo ser en parte responsables de las oscilaciones de ± 2 µGal de las lecturas. Como no es posible registrar en ausencia de este fenómeno natural, la utilización del filtro sísmico puede ser conveniente, máxime cuando es también eficaz para amortiguar el efecto del viento. Los sismos de gran intensidad son claramente notables tanto por las oscilaciones de las lecturas como por el fuerte incremento en la desviación estándar SD, impidiendo el funcionamiento correcto del gravímetro durante varias horas o días. En buenas condiciones de ruido ambiental la SD no debe ser superior a 0.030 mGal.

- Deriva instrumental

- En el comportamiento del muelle sensor del gravímetro pueden diferenciarse varios tipos de deriva o evolución de las lecturas corregidas de efectos externos:1/ la deriva estática, o evolución de las lecturas en un punto fijo sin mover el gravímetro, en periodos de al menos 24 horas. 2/ la deriva secular, por lecturas efectuadas en un punto fijo cada 24 horas, tras un reposo de al menos 8 horas del gravímetro.3/ la deriva de trabajo, por lecturas efectuadas en un punto fijo cada 3-8 horas, moviendo el gravímetro constantemente entre las lecturas, y 4/ la deriva de

sucesivos cada pocos minutos.

- La deriva estática (DRIFT) es del orden de 0.300 mGal/día y es siempre positiva; la deriva secular puede valer de 0 a 0.100 mGal/día y cambiar de signo; la de trabajo tiene un rango de 0 a 0.500 mGal/día, siendo normalmente negativa, y la de estabilización puede llegar a más de 1 mGal/día, normalmente positiva (los valores aquí indicados son para el gravímetro Scintrex CG5 nº 9122, observados durante las campañas de la Sierra de las Nieves en 2011 y 2012; en otras condiciones los valores pueden ser diferentes). Esta especial complejidad del comportamiento mecánico de estos gravímetros hace necesario el diseño de una operatividad adecuada a las precisiones requeridas en microgravimetría.
- La imprecisión en el cálculo del parámetro DRIFT no introduce errores en las anomalías, ya que la variación a que da lugar durante el tiempo que se tarda en hacer una medida en las estaciones es despreciable o puede ser asumida por la corrección de la deriva de trabajo, dada la linealidad de la deriva estática.
- La deriva secular no afecta al cálculo de las anomalías, siendo no obstante de utilidad para el control del gravímetro y como elemento de ayuda para la selección de los programas con menos desviaciones.
- Puesto que la corrección de la deriva de trabajo se hace de forma proporcional al tiempo transcurrido desde la apertura del programa hasta la lectura en una estación, su valor absoluto aumenta en función del tiempo; sin embargo resulta prácticamente constante para todas las lecturas de los ciclos registrados en una estación, por lo que no contribuye a ecualizar el ritmo de estabilización del gravímetro.
- La deriva que puede llegar a tener mayor repercusión en la precisión final es la de estabilización, no considerada en gravimetría ordinaria.

-Estabilización del gravímetro

- Por periodo de estabilización se entiende el tiempo transcurrido desde que se estaciona el gravímetro hasta que sus lecturas evolucionan según el efecto Luni-Solar (LS) y de carga oceánica (CO). Es solamente apreciable en condiciones de registro estáticas de larga duración.
- El periodo de estabilización puede ser superior a las 4 h, llegando hasta 8 h.
- Las lecturas de unos pocos ciclos raramente serán estables en este sentido, aunque puedan presentar oscilaciones inferiores a ± 2 μGal entorno de un valor medio.
- El ratio o deriva de estabilización es bastante diferente en cada ocasión. El comportamiento del instrumento está fuertemente ligado al tipo de movimiento a que haya sido sometido previamente a su puesta en estación.
- La deriva de estabilización suele ser más elevada durante los primeros ciclos de lectura, suavizándose normalmente a lo largo del tiempo de registro.
- Durante el registro de cinco a diez ciclos (unos 10-20 minutos) los valores del efecto LS y de CO son prácticamente constantes para todas las lecturas, sin que tengan por lo tanto una importancia relevante en la evolución de las mismas. Las correcciones de variaciones externas son necesarias en los cálculos del programa porque afectan al valor de la anomalía de la gravedad, al ser diferentes en los tiempos de lectura en base y en estación.
- Los cambios bruscos de temperatura se estabilizan (variable TEMP) en menos de 50 minutos, por lo que el largo periodo de estabilización de las lecturas no puede atribuirse a una adaptación a la temperatura ambiente.
- Para estudios de microgravimetría relativa, a diferencia de la gravimetría absoluta, no es preciso conocer el valor absoluto de las correcciones; solo es necesario corregir la diferencia de las variaciones de gravedad entre los tiempos de lectura de apertura en base y en cada estación.
- Aunque en determinadas horas, y para intervalos cortos (unas horas), la variación debida al efecto de carga oceánica puede considerarse lineal, por lo que si no se efectuara su corrección quedaría incorporada en la deriva de trabajo del gravímetro, es conveniente aplicarla siempre antes del cálculo de la deriva de trabajo.
- La diferencia de corrección por variación de la presión atmosférica durante la duración de un programa es normalmente despreciable, por lo que puede obviarse esta corrección. Si su variación es lineal con el tiempo, quedará incorporada a la deriva. Para su control es suficiente con los datos proporcionados en observatorios meteorológicos situados hasta 30 km de la zona de trabajo.
- La corrección regional hidráulica, por su naturaleza, es la misma para la base y para la estación, y su valor es prácticamente constante durante un tiempo muy superior (meses) al de un programa de lecturas, por lo que no es necesario efectuar esta corrección. La incertidumbre que plantea el cálculo de los efectos del agua a grandes distancias son del mismo orden de magnitud que las diferencias obtenidas con diferentes modelos.
- La variación de corrección por movimiento polar es despreciable para las diferencias de tiempo contempladas en una campaña de medidas.
- Las diferencias entre la corrección Luni-solar CLS calculada por diferentes modelos depende del día y hora, pudiendo llegar a ser de hasta 1.5 μGal, excepto el modelo de Longman, que proporciona valores hasta 4 μGal inferiores a los modelos ETGTAT y Berger, que por cuestiones conceptuales deben ser usados preferentemente.
- Las diferencias entre la corrección por carga oceánica CCO calculada por diferentes modelos depende del día y hora, pudiendo llegar a ser de 4 μGal (aunque normalmente no sobrepasa 0.5 μGal), por lo que su selección puede resultar más crítica que para la CLS.
- El alto gradiente de variación del efecto LS podría, en principio, explicar en algún caso las variaciones de las lecturas del gravímetro cuando se opera con segmentos de medición de larga duración (superiores a los 20 minutos), lo que no parece ser el caso de los gradientes de variación del efecto CO, unas treinta veces inferiores.
- La cota prácticamente no afecta al valor de la CLS (para diferencias de hasta 700 m), mientras que diferencias de latitud y longitud en distancias de 20 km pueden dar lugar a variaciones superiores a 0.4 μGal según el momento del día, idénticas para los métodos de Berger y ETGTAB.
- El método de Schwiderski de CCO puede ser utilizado calculando las correcciones para una posición y cota media de la zona, sin cometer errores superiores a ±0.1 μGal; con el método Csr podrían utilizarse unas coordenadas únicas, pero sería conveniente emplear al menos dos grupos de cotas para no introducir un error de ±1 μGal en desniveles de 700 m; con el modelo Fes sería conveniente utilizar las coordenadas y cotas correspondientes al menos para dos sectores de la zona si las distancias superan los 20 km y los desniveles los 700 m, siendo posiblemente el método más adecuado.
- A pesar de efectuar las correcciones de variaciones externas, subsisten desviaciones-oscilaciones de las lecturas del gravímetro del orden a los ± 2 μGal, y que son debidas a otros fenómenos aparentemente externos al

oscilaciones son debidas a la influencia de las ondas mecánicas ambientales y de sismicidad sobre el periodo del sistema oscilatorio del sensor del gravímetro, así como a desviaciones entre las correcciones efectuadas y los valores reales de variación externa de la gravedad.

- Los efectos de marea y de carga oceánica pueden ser utilizados como elementos de control de que las lecturas del gravímetro evolucionan o no de acuerdo con las variaciones reales de gravedad, utilizando para ello las lecturas desprovistas de corrección LS y CO.

6.5 ERRORES INTRÍNSECOS

- Cada anomalía viene acompañada de un posible error intrínseco, que depende de la **precisión instrumental** (± 1 μGal) y de la precisión de las correcciones de las **variaciones externas** de la gravedad, estimada en ± 0.5 μGal.
- Las lecturas en base pueden estar afectadas por un error intrínseco de ± 1.5 μGal.
- La deriva de trabajo asignada a cada estación puede estar afectada por un error intrínseco de ± 2 μGal, por ser el resultado de una diferencia de lecturas.
- Las lecturas en las estaciones pueden estar afectadas por un error de ± 3.5 μGal, al incorporar el de la deriva.
- El valor de la anomalía (diferencia de lecturas estación-base) puede tener un error intrínseco de ± 5 μGal.
- La diferencia de anomalías o anomalía 4D puede tener un error intrínseco de ± 10 μGal.
- El error experimental de cada anomalía viene dado por sus repeticiones de control, cuyo valor máximo aceptable es el error intrínseco.

6.6 ADQUISICIÓN DE DATOS

- Desplazamientos

- El gravímetro debe ser desplazado a la región de trabajo al menos con 48 horas de antelación al comienzo de los programas de lectura.
- El transporte del gravímetro debe hacerse con especial cuidado, sobre todo en caminos en mal estado, baches, curvas, frenadas, aceleraciones, etc.
- Idealmente, los tiempos de desplazamiento entre estaciones deben ser lo más iguales posible.
- El vehículo de transporte debe dejarse siempre en el mismo sitio en cada estación, a una distancia mínima de 5 m.

- Puesta en estación

- Debe seguirse siempre la misma rutina de estacionamiento del instrumento.
- Una vez nivelado el gravímetro, deben registrarse al menos dos ciclos de lectura, tras los cuales se revisará la nivelación y se lanzaran los ciclos de trabajo.

- Número y duración de los ciclos

- Mientras que en los trabajos de gravimetría ordinaria se suele registrar un solo ciclo, en microgravimetría debe efectuarse un mínimo de 5 ciclos de 90 segundos. El utilizar un número más elevado de ciclos se ha verificado que no garantiza una mejor estabilización, dado que el comportamiento del instrumento no es siempre el mismo. Una mayor duración del ciclo solo debe ser contemplada como método para minimizar los efectos del ruido.

- Repeticiones de control

- Cada estación debe ser leída al menos en dos programas independientes, siendo preferible tres repeticiones.
- Es recomendable utilizar los ficheros generados por el gravímetro tipo *.txt, empleando la variable LINE para identificación del número de repetición de una estación, y activar el registro de temperatura externa en la variable ALT.

duración sea como máximo de tres a cuatro horas. No debe dedicarse un programa exclusivamente a repeticiones de control.

- La base para el inicio y fin de los programas debe ser única

- Las lecturas más críticas son las efectuadas en la base, ya que de ellas depende tanto el cálculo de la deriva como el de las propias anomalías.

6.7 PROCESO DE DATOS

- El proceso de datos consta de las siguientes etapas:

- Cálculo de la CLS y CCO en mGal cada dos minutos, de acuerdo con unas coordenadas y cota que representen las condiciones de la estación.
- Sustitución de la CLS de Longman por la CLS según ETGTAB, interpolada al tiempo exacto de lectura de cada ciclo.
- Inclusión de la CCO por FES, interpolada al tiempo exacto de lectura de cada ciclo.
- **Selección del ciclo de lectura** de cada determinación en base y estación.
- Cálculo de la deriva de trabajo con los ciclos seleccionados en base para apertura y cierre de programa.
- Aplicación de la deriva de trabajo a todos los ciclos leídos en cada estación del programa.
- Cálculo de las anomalías por diferencia entre todos valores leídos en cada estación y el seleccionado para la apertura en base.
- La anomalía asignada a la estación es la calculada para el ciclo seleccionado en cada estación.
- **Análisis y selección de las anomalías obtenidas por repetición de control y cálculo del valor final y su error.**
- **Cálculo de la anomalía 4D y su error.**
- **Evaluación de la fiabilidad de las anomalías 4D**.

- Método de selección del ciclo de lectura

La medición en una estación consiste en registrar varios ciclos, debiendo adoptar un único valor como el que representa la gravedad en ese punto. En gravimetría ordinaria, en la que raramente se efectúa más de un ciclo de lecturas y sólo se considera la cifra de las cmGal, la rutina de campo hace que la lectura se tome siempre aproximadamente al mismo tiempo desde que se instala el aparato, obteniéndose precisiones de ±0.010 mGal. Este sería el criterio adecuado si el comportamiento del instrumento fuera aceptablemente el mismo en todas las lecturas; puesto que se ha observado que esto no es así cuando se considera la precisión requerida en microgravimetría, se ha diseñado un sistema para selección de las lecturas, basado en dos tipos de criterios:

- Si la lectura tiende a estabilizarse, o incluso es estable (en el sentido de valores con oscilaciones de ±1-2 μGal) durante al menos tres ciclos de lectura consecutivos, se puede adoptar un valor correspondiente a dicho intervalo o su promedio.
- Si las lecturas no se estabilizan, debe comprobarse que el ratio de variación sea aproximadamente el mismo en la estación y en la apertura en base, adoptando entonces las lecturas correspondientes al mismo tiempo desde el inicio de los ciclos.

La mejor forma para apreciar el comportamiento del gravímetro y seleccionar las lecturas es a través de su visualización gráfica, utilizando siempre la misma escala para todos los programas.

En el ejemplo de la Figura 11 tanto las lecturas en base como en la estación son muy estables, siendo indiferente el ciclo que se elija para los cálculos, mientras que en casos como el de la Figura 12, en

seleccionar el ciclo correspondiente al mismo tiempo de estacionamiento; en el ejemplo de la Figura 13 la selección es mucho más subjetiva, combinando los criterios anteriores.

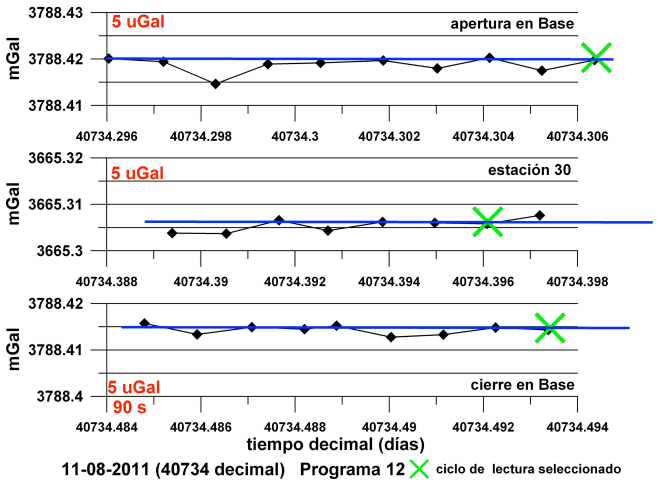


Figura 11*-Ejemplo de selección de lectura cuando la deriva de estabilización es muy pequeña: no hay ciclo preferente.** ***(Example of low stabilization drift)

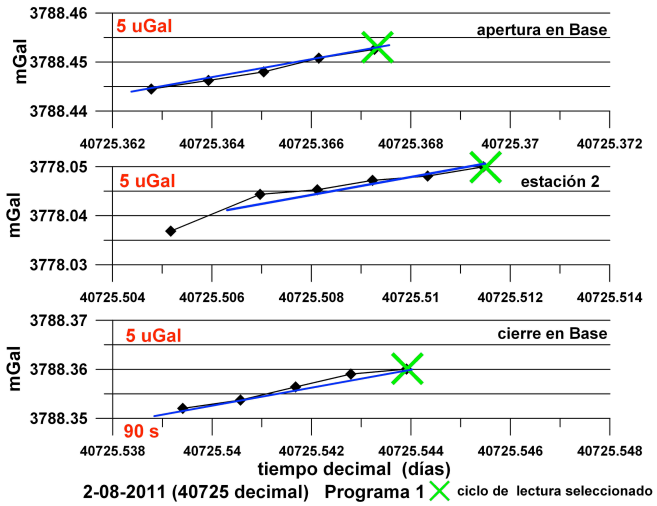


Figura 12*-Ejemplo de igual estabilización en la apertura y cierre en base y en la estación: preferencia a seleccionar el ciclo por igual tiempo al inicio de la medición.** ***(Example of the same stabilization drifts at all readings)

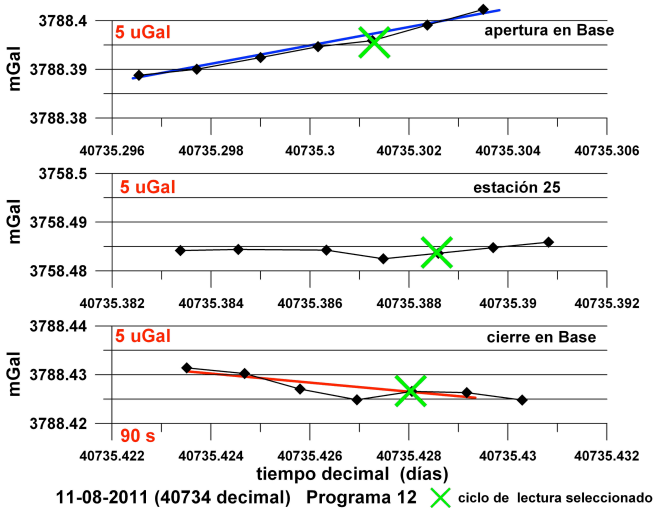


Figura 13*-Ejemplo de programa en que las derivas de estabilización son diferentes en apertura, en cierre y en estación. Preferencia a seleccionar el ciclo en el grupo con menor variación.** ***(Example of different stabilization drifts at any reading)

estación

Para seleccionar los programas que se incluyen en el cálculo de la anomalía final de cada estación se pueden seguir los siguientes criterios, por orden de preferencia (especialmente cuando existan más de dos repeticiones por estación):

- Que el valor de la anomalía calculada en los diferentes programas tenga poca dispersión.
- Debe darse preferencia a la selección de los programas cuya anomalía se halla calculado para mediciones con pendientes de la deriva de estabilización muy suaves y del mismo signo en base y estación, ya que esta condición elimina la ambigüedad en la selección del ciclo de lecturas, optimizando el cálculo de la deriva de trabajo y el de la anomalía.
- De no darse el caso anterior, se puede dar preferencia a la igualdad de pendiente de lectura en la apertura en base y en la estación, ya que permite seleccionar los valores para el mismo tiempo, lo que proporciona mayor confianza al cálculo de la anomalía.
- A falta de otro criterio, será preferente la igualdad de pendientes de lectura en la apertura y cierre en base, que garantiza un cálculo más fiable de la deriva, aunque difiera en las estaciones.
- Una vez rechazados los programas menos fiables, la anomalía final se calcula por promedio de las restantes.
- El error de la anomalía final de cada campaña viene dado por la mitad de la diferencia entre los valores máximo y mínimo utilizados para su cálculo.

La menor dispersión del valor de las anomalías calculadas para todos los ciclos no es el mejor criterio para seleccionar el programa, ya que una pequeña dispersión puede ser debida a lectura en estación muy estable con lectura en base no estable, mientras que una gran dispersión puede darse aun cuando las derivas de estabilización sean iguales en base y estación.

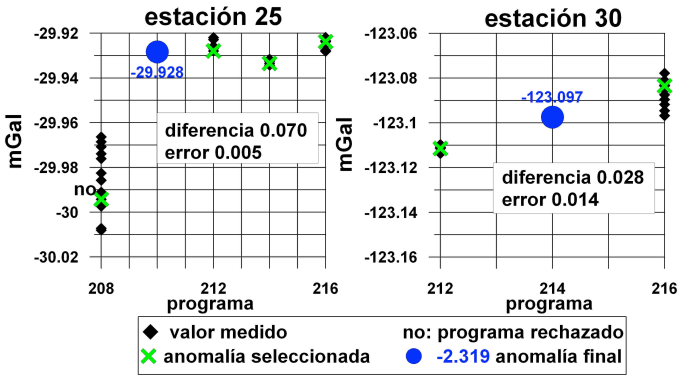


Figura 14*- Ejemplo de la representación gráfica utilizada como apoyo al proceso de selección de anomalías y determinación del valor final.** ***(Example of graphics to be used in the campaign anomalies selection)

La representación gráfica, según el esquema de la Figura 14, de las anomalías obtenidas para todos los programas es un método de ayuda aconsejable en el proceso de selección. Para cada estación están representados:

- Rombos negros: valores de las anomalías calculadas para todos los ciclos de lectura en la estación de cada programa (diferencia entre cada lectura y el valor seleccionado para la apertura en base). Su dispersión no es forzosamente un índice del mayor o menor ratio de estabilización en base y/o estación, por lo que debe considerarse simultáneamente al gráfico de lecturas.
- Aspa verde: valor de anomalía seleccionado (diferencia entre lectura seleccionada en la estación y en la apertura en base).
- Se indica con la palabra “no” las anomalías rechazadas como resultado del análisis de los programas

dispersión, etc.)

- Circulo azul: valor final de anomalía en mGal, calculado por promedio de los valores aceptados. Su posición en el eje de programas se ha escogido como lugar más visible en el gráfico.
- Se indica además el valor de la diferencia en mGal entre las anomalías máxima y mínima, así como el error asignado al valor final, calculado por la mitad de la diferencia máxima entre los valores aceptados.

- Evaluación de la fiabilidad de las anomalías 4D

- La anomalía 4D viene dada por la diferencia entre las anomalías calculadas en la segunda campaña menos las de la primera campaña, de tal forma que un valor positivo signifique un aumento de la gravedad, con independencia del signo de las anomalías.
- El error de la anomalía 4D es la suma de los errores que acompañan a cada una de las anomalías seleccionadas de cada campaña.
- Para evaluar las estaciones con anomalías de mayor fiabilidad deben utilizarse no solamente las anomalías seleccionadas en cada campaña, sino todas las medidas en las repeticiones de control.
- Se debe dar preferencia a las estaciones que presentan buena agrupación de las anomalías obtenidas por repetición de control en ambas campañas.
- Se debe dar preferencia a las estaciones que no presenten solape en el rango de mediciones en ambas campañas.
- Tienen mayor fiabilidad las anomalías cuyo error por control de repetición es inferior al umbral definido como error intrínseco, que es del orden de ± 10 µGal.
- Tienen mayor fiabilidad las anomalías cuya amplitud sea superior al ruido intrínseco.
- De acuerdo con los criterios hasta aquí expuestos, la mayor fiabilidad de las anomalías 4D la tienen las de amplitud superior a 10 µGal (error intrínseco) que estén acompañadas por un error de repetición inferior a 10 µGal.

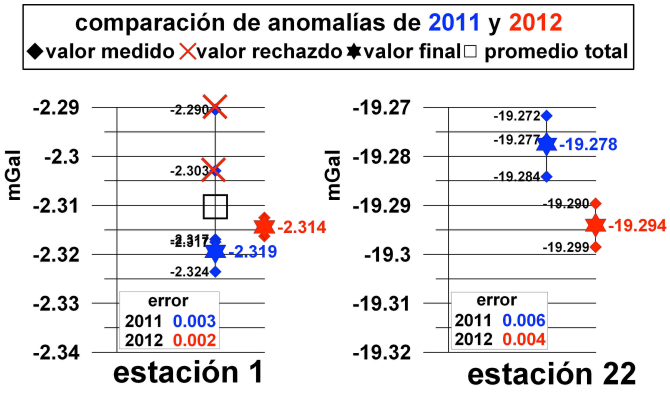


Figura 15*- Ejemplos de la representación gráfica para comparación de anomalías entre campañas. *(Example of graphics to be used in the 4D anomalies selection)

La aplicación de estos criterios se ve facilitada por la representación gráfica de todas las anomalías, según el esquema de la Figura 15, de comparación de anomalías de ambas campañas. Para cada estación se indica:

- Rombo: valores obtenidos en las mediciones efectuadas en cada campaña, indicando mediante un aspa de color rojo las rechazadas en el análisis de los programas.
- Estrella: valor finalmente adoptado para cada campaña.
- Cuadrado: valor medio de todas las determinaciones, incluidas las rechazadas. No se ha representado cuando coincide con el adoptado.
- Error asignado al valor final adoptado en cada campaña.

Creutzfeldt, B., Güntner, A., Thoss, H., Merz, B., y Wziontek, H.(2010):"Measuring the effect of local water storage changes on in-situ gravity observations: Case study of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany". *Water Resour. Res., 46, W08531, doi:10.1029/2009WR008359.*

Ferguson, J.F., Chen, T., Brady, J., Aiken, C.L.V. y Seibert, J. (2007): "The 4D microgravity method for waterflood surveillance II- Gravity measurements for the Prudhoe Bay reservoir, Alaska". *Geophysics. 72. 2, 133-143*

Ferguson, J.F., Klopping, F.J., Chen,T., Seibert, J.E., Hare, J.L. y Brady J.L. (2008): "The 4D microgravity method for waterflood surveillance: part 3- 4D absolute microgravity surveys at Prudhoe Bay, Alaska". *Geophysics 73,6, 163-171.*

Gasperikova, E. y Hoversten, G.M. (2008): "Gravity monitoring of CO2 movement during sequestration:model studies". *Geophysics 75,6, WA105-WA112*

Hare, J.F., Ferguson, J.F. y Brady, J.L. (2008):"The 4D microgravity method for waterflood surveillance: part 4. Modelling and interpretation of early epoch 4D gravity surveys at Prudhoe Bay, Alaska". *Geophysics 73,6, WA173-WA180.*

Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Jourde, H., Le Moigne, N., Boy, J.P., Hinderer, J., Luck, B. y Brunet, P. (2008):"Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the larzac plateau (Southern France)". *Journal of Hydrology 359, 107-117.*

Jacob, T., Bayer, R., Chery y Le Moigne, N. (2010):"Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer". *Journal of geophysical research 115, B06402*

Llubes, M., Florsch, N., Hinderer, J., Longuevergne, L. y Amalvict, M. (2004):"Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective: some case studies". *Journal of Geodynamics, 38(3-5), 355–374.*

Mrlina, J. (2007):"Modelling gravity signals related to fluids movement in reservoir." *Proceedings EAGE 69. London. Paper E020.*

Pfeffer, J., Champollion, C., Favreau, G., Cappelaere, B., Hinderer, M.B., Nazoumou, Y., Oï, M., Mouyen, M., Henri, Ch., Le Moigne, N., Deroussi, S., Demarty, J., Boulain N., Benarrosh, N. y Robert, O. (2013): "Evaluating surface and subsarface water storage variations at small time and space from relative gravity measurements in semiarid Niger". *Water Resources Research 49, 3276-3291.*

Plata, J.L. (2013):"Informe sobre el estudio de microgravimetría relativa 4D en el karst de la Sierra de las Nieves (Málaga)". *Informe IGME; Sistema de Información Documental, nºs 64103 y 64104.*

Plata, J.L., Rubio, F.M. y Ibarra, P. (2013):"Correcciones en microgravimetría relativa para investigación hidrogeológica." *Proceedings 7ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, 659-662. Edición Digital. ISBN 978-84-941323-1-5, D.L. SS 946-2013*

Plata, J. L. (2012):"Microgravimetría relativa 4D para estudios de la recarga en el karst Sierra de las Nieves (Málaga)". *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas nº 30. El Agua en Andalucía SIAGA2012. 1545-1556.*

Van Camp, M., M. Vanclooster, O. Crommen, T.Petermans, K. Verbeeck, B. Meurers, van Dam, T. y. Dassargues, A. (2006): " Hydrogeologycal investigacions at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations". *Journalof Geophysical Research. 111,B10403.*

Avaliação e Caracterização do Estado de Contaminação do Solo: Resultados Preliminares de um Projeto de Remediação na Bacia do Rio São Francisco, Minas Gerais, Brasil

Evaluation and Characterization of Soil Contamination Status: Preliminary Results of a Reclamation Project in San Francisco Basin in Minas Gerais State, Brazil

Dias. N.[(1)] e Fonseca. R. [(2)]

(1) Universidade de Évora, Escola de Ciências e Tecnologia, R. Romão Ramalho 59, Évora, nunofilipe.d@hotmail.com
(2) Universidade de Évora, Departamento de Geociências, Escola de Ciências e Tecnologia, R. Romão Ramalho 59, Évora, rfonseca@uevora.pt

SUMMARY

Metal alloy production facilities and its activities may pose a risk to all surrounding areas, including the water, air and the soil quality, compromising the development of the biodiversity of the site, whenever there is no adequate infrastructures to actually receive and treat the wastes.
This is the case of the Três Marias unit of the Brazilian company, Votorantim Metais (VM). This unit is located in the São Francisco riverside, in Minas Gerais state, Brazil and over more than 40 years, it has produced countless environmental problems. In this Seminar, we are going to discuss the first results of the geochemical data of soils collected in contaminated areas previously identified by other studies. This data aims identifying which contaminants are present in these soils to define the contamination extent of the studied area, and the chemical forms of each metallic elements, in order of assess the effectiveness of future reclamation projects.

1. INTRODUÇÃO

A Votorantim Metais é uma das cinco maiores empresas a nível mundial de processamento de ligas metálicas, sendo a sua unidade industrial em Três Marias uma das maiores em termos de tratamento de zinco (Votorantim Metais). Operacional desde 1969, têm sido ao longo dos anos processados minérios silicatados e sulfuretados, provenientes de explorações quer no estado de Minas Gerais, quer em outros países da América Latina, como o Chile (Votorantim Metais; CETEC, 1980 *in* Oliveira e Horn, 2006). Independentemente dos já mais de 40 anos de operação, somente em 1983 foi construída a primeira estrutura de contenção dos seus resíduos, a Barragem Velha, situada na margem direita do rio São Francisco, que não se mostrou eficiente na proteção dos solos e das próprias águas do rio (CETEC, 1980 *in* Oliveira e Horn, 2006). Inúmeros estudos têm sido realizados de modo a avaliar a qualidade das águas, sedimentos e solos desta área, no entanto, somente em 2001 foi construída outra barragem de contenção de resíduos, a Barragem Nova (CETEC, 1980 *in* Oliveira e Horn, 2006). Também nesta barragem, já situada numa zona mais distanciada do rio São Francisco, foram detetados problemas de contaminação de águas provenientes desta bacia (Conflitos Ambientais Minas Gerais). Pressionada por ações sociais e pelos órgãos ambientais brasileiros foi construída uma terceira barragem de contenção, o Depósito Murici. A contínua despreocupação pela contaminação destas áreas pela Votorantim Metais, levou a que estas instituições a responsabilizassem pela limpeza das barragens antigas e já desativadas, assim como um melhoramento e recuperação quer destas áreas, quer da envolvente à área da sua unidade em Três Marias.

É nesse projeto que este trabalho se insere, focando-se somente na recuperação dos solos existentes nas imediações da área da Votorantim Metais. Pretende-se assim com esta primeira fase, compreender quais os elementos contaminantes nestes solos e a extensão desta contaminação, quer em profundidade, quer a nível de área afetada, de modo a discutir qual a melhor técnica de recuperação desta área.

2. ENQUADRAMENTO

A Votorantim Metais, com coordenadas 18º 11'19.16''S 45º 14' 24.31''W, localiza-se no município de Três Marias, no Estado de Minas Gerais, Brasil. Situada junto à margem do rio São Francisco, a área em estudo representa uma área aproximada de 3 km^2, a uma altitude de 563 m, distando cerca de 2 km da cidade de Três Marias e aproximadamente 3 km da barragem com o mesmo nome. É limitada a Norte pelo córrego Consciência, a Sul pelo córrego Barreiro Grande, ambos afluentes do rio São Francisco, a Oeste pelo rio São Francisco e a Este pela cidade de Três Marias (Figura 1).

Em termos climáticos, esta zona é caracterizada por um clima tropical de savana, possuindo Invernos secos e Verões chuvosos, temperaturas médias anuais que variam entre 21º e 24ºC, precipitação média anual entre 1000 e 1500 mm e humidades relativas que variam entre 75 e 80% no Verão e 50 e 60% no Inverno (Oliveira e Horn, 2006; Silva *et al*, 2009; Amaral, 2013).

Do ponto de vista geológico, esta área encontra-se inserida na formação sedimentar de Três Marias (Figura 2). Esta formação pertence ao Grupo Bambuí e foi formada na fase II da orogenia Brasiliana, aquando da formação do supercontinente Gondwana, há cerca de 650-600 Ma em ambiente de plataforma marinha de baixa profundidade (Campos e Dardenne, 1994; Bizzi *et al*, 2003). Em termos de litologia, a formação de Três Marias é constituída essencialmente por arenitos e siltitos de cor avermelhada ou esverdeada muito imaturos, contendo uma grande quantidade de quartzo e feldspato angulosos e minerais pesados como óxidos de ferro, turmalina, zircão, epídoto e granada (Campos e Dardenne, 1994; Carta Geológica Folha Três Marias, 2003; Carta Geológica Folha Três Marias, 2011).

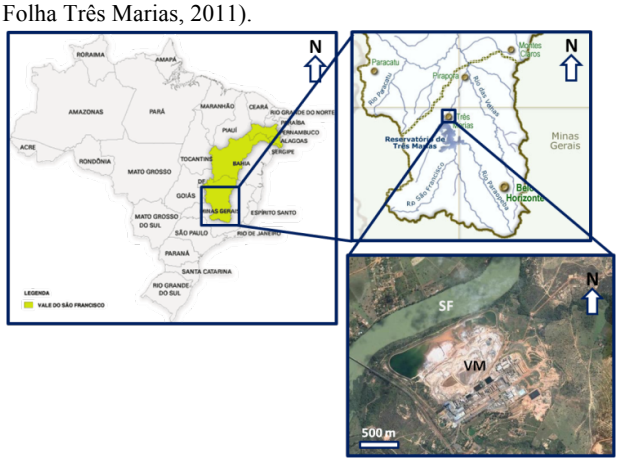


Figura 1: **Localização da área em estudo na bacia do rio São Francisco, Brasil.** ***(Study area location.)***

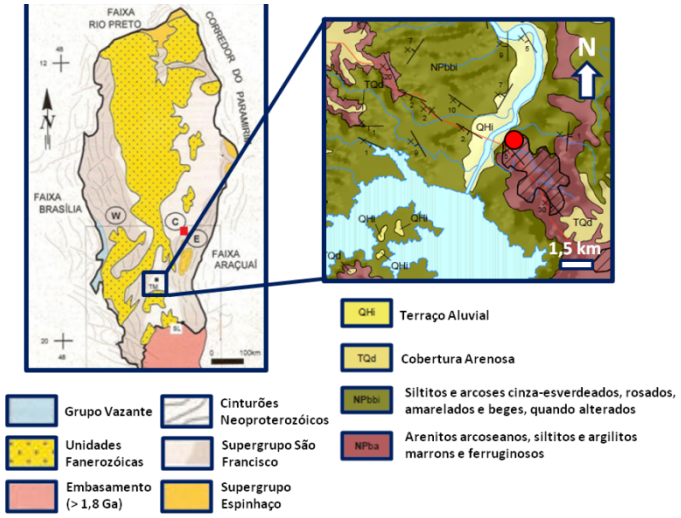


Figura 2:* Localização da área em estudo no cratão de São Francisco e na carta geológica.** ***(Study area location in the São Francisco craton and in the geological map.)

3. PROCEDIMENTO LABORATORIAL

Foram escolhidos solos tendo como base trabalhos prévios realizados pela Golder Associates (2007). Já tinham sido definidas áreas contaminadas com necessidade de técnicas de remediação, tendo sido estas as áreas-base onde foram recolhidas as amostras nesta primeira campanha, de modo a determinar quais as concentrações em elementos metálicos e compreender quais as estratégias de recuperação a adotar. Foram ainda recolhidas amostras fora da área de atuação da Votorantim Metais. Estas amostras serão utilizadas como um *background* geoquímico da área e são identificadas pelas referências CA0 e CA1-19. As amostras recolhidas encontram-se representadas na Figura 3 e na Tabela 1. Por a área envolvente à Votorantim Metais ser extensa, foi ainda separada em duas zonas: a zona 3 e 4, situada mais a Norte (representada na Figura 4) e a zona 5, mais a Sul (presente na Figura 5).

Tabela 1:* Localização geográfica das amostras.** ***(Samples' geographic location.)

Amostra	Latitude	Longitude
CA0-1B	S 18º 11,135'	W 45º 13,024'
CA0-1C	S 18º 11,123'	W 45º 13,008'
CA0-2C	S 18º 10,957'	W 45º 13,764'
CA0-3B	S 18º 10,847'	W 45º 13,967'
CA0-3C	S 18º 10,847'	W 45º 13,967'
CA1-19	S 18º 10,891'	W 45º 14,060'
CA3-15	S 18º 11,053'	W 45º 14,095'
CA3-17	S 18º 11,036'	W 45º 14,060'
CA4-9	S 18º 11,189'	W 45º 14,060'
CA5-1	S 18º 11,494'	W 45º 14,282'
CA5-2	S 18º 11,503'	W 45º 14,221'
CA5-3	S 18º 11,465'	W 45º 14,156'
CA5-4	S 18º 11,419'	W 45º 14,174'
CA5-5	S 18º 11,634'	W 45º 14,332'
CA5-7	S 18º 11,513'	W 45º 14,108'



Figura 3:* Localização das amostras** ***(Samples location.)

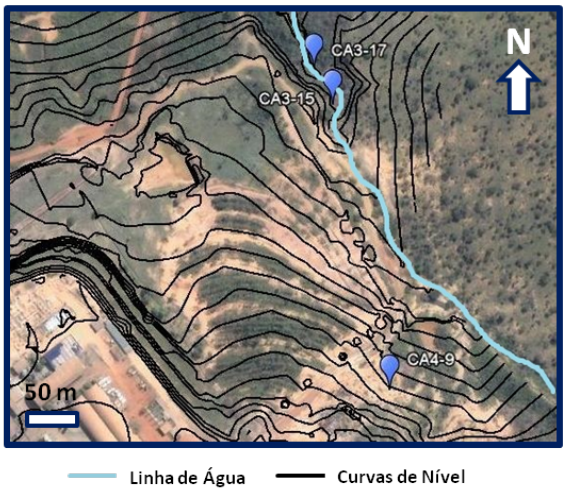


Figura 4:* Zona 3 e 4.** ***(Zone 3 and 4.)



Figura 5:* Zona 5.** ***(Zone 5.)

As amostragens foram realizadas com sonda de meia cana, para extração de coluna de solo e divisão em várias camadas segundo as suas características macroscópicas. Em cada local de amostragem foram retiradas três amostras a diferentes profundidades, de forma a se obter uma amostra o mais representativa possível de cada local, sendo por isso cada ponto de amostragem representado por três amostras: a primeira entre os 0 e os 20 cm de profundidade, a segunda entre os 20 e os 40 cm e a terceira entre os 40 e os 60 cm de profundidade. Em cada uma destas amostras foram analisados, *in situ*, os valores de pH e Eh, tendo sido posteriormente preservadas todas estas frações até à análise em laboratório.

A análise laboratorial foi realizada no Laboratório de Biogeoquímica Ambiental da Universidade de Évora, e consistiu, após secagem, na desagregação e separação da fração grosseira (superior a 2 mm) e na moagem das amostras mais argilosas, seguidas da digestão parcial das amostras num digestor micro-ondas *Anton Paar Microwave PRO*, de modo a determinar as frações mais facilmente extraíveis dos elementos metálicos, sendo

as concentrações destes elementos (Fe, Mn, Cu, Zn, Co, Ni, Pb, Cr, Cd, As) medidas através de espectrometria de emissão ótica com fonte indutiva de plasma (ICP-OES). Nesta digestão utilizaram-se 5 ml de ácido nítrico e 2 ml de ácido clorídrico, de acordo com a metodologia da EPA para a digestão de solos (EPA, 2007).

4. RESULTADOS

Na área amostrada identificam-se vários tipos de solo, os quais estão representados na Tabela 2. Entre estes, destaca-se o solo do tipo Latossolo Vermelho Amarelo (LVA), um solo pobre em sílica e elementos como o Ca^{2+}, o Mg^{2+} e o K^{+}, sendo rico em óxidos de ferro e alumínio, o que lhe confere um aspeto maciço. É ainda um solo ácido (de pH entre 4,0 e 5,5), rico em minerais como a caulinite, óxidos de ferro (hematite e goethite) e óxidos de alumínio (gibsite), que lhe confere a coloração vermelha e amarela. Apesar de possuírem uma grande porosidade e permeabilidade apresenta uma grande tendência de formar crostas argilosas à superfície, tornando-o pouco permeável à infiltração de água e de baixa fertilidade. O Gleissolo Háplico (GX) é um solo mal drenado, encontrando-se permanente ou periodicamente saturado por água, o que favorece a redução e solubilização do ferro. É um solo que pode ser muito variável quanto à sua mineralogia e textura, no entanto, o facto de se encontrar saturado em água torna-o pouco fértil devido a problemas de drenagem e acidez. Solos Litólicos são solos pouco desenvolvidos, normalmente pedregosos e/ou rochosos. Apresentam poucas alternativas de uso por se tratar de solos pouco espessos e usualmente rochosos e pedregosos. Situam-se normalmente em áreas acidentadas de serras e zonas de declive acentuado, constituindo estes fatores, limitações para o seu uso agrícola (Agência de Informação Embrapa).

Tabela 2: **Tipos de solos amostrados** ***(Soil types.)***

Amostra	Tipo de Solo
CA5 -1	Zona de Aterro
CA5 -2	Latossolo Vermelho amarelo (LVA)
CA5 -3	Latossolo Vermelho amarelo (LVA); Cobertura do solo por material alóctone
CA5 -4	Latossolo Vermelho amarelo (LVA)
CA5 -5	Gleissolo Háplico (GX)
CA5 -7	Latossolo Vermelho amarelo (LVA)
CA4-9	Latossolo Vermelho amarelo (LVA) em zona de aterro muito degradada
CA3-15	Solo litólico muito pedregoso
CA3-17	Solo litólico (RL) + Latossolo Vermelho Amarelo (LVA)

A digestão dos solos provenientes da primeira campanha de amostragem mostram valores elevados em arsénio (As), cádmio (Cd), cobre (Cu), chumbo (Pb) e zinco (Zn). Nas Figuras 6 e 7 estão representados apenas os valores obtidos à superfície (0-20 cm). Contudo, o estudo estendeu-se até aos 60 cm de profundidade, por ser esta a profundidade máxima de alcance da maioria das raízes da vegetação do Cerrado, dado um dos objetivos finais deste projeto ser o da recuperação do solo através de fitoremediação. Na zona 3 e 4 estes teores elevados ocorrem maioritariamente associados à amostra CA3-15, que apresenta elevadas concentrações em Zn, Cd, Cu e As. Os maiores contaminantes correspondem ao Cd e ao Zn, apresentando em todos os pontos valores muito elevados. Os pontos amostrados nesta área e os seus níveis de contaminação superficial (0-20 cm) encontram-se representados na Figura 6.

Na zona 5, os teores mais elevados à superfície encontram-se associados à amostra CA5-2. Nesta área o maior contaminante corresponde ao Zn, apresentando em todos os pontos concentrações muito elevadas. Todos os pontos amostrados nesta área encontram-se representados na Figura 7.

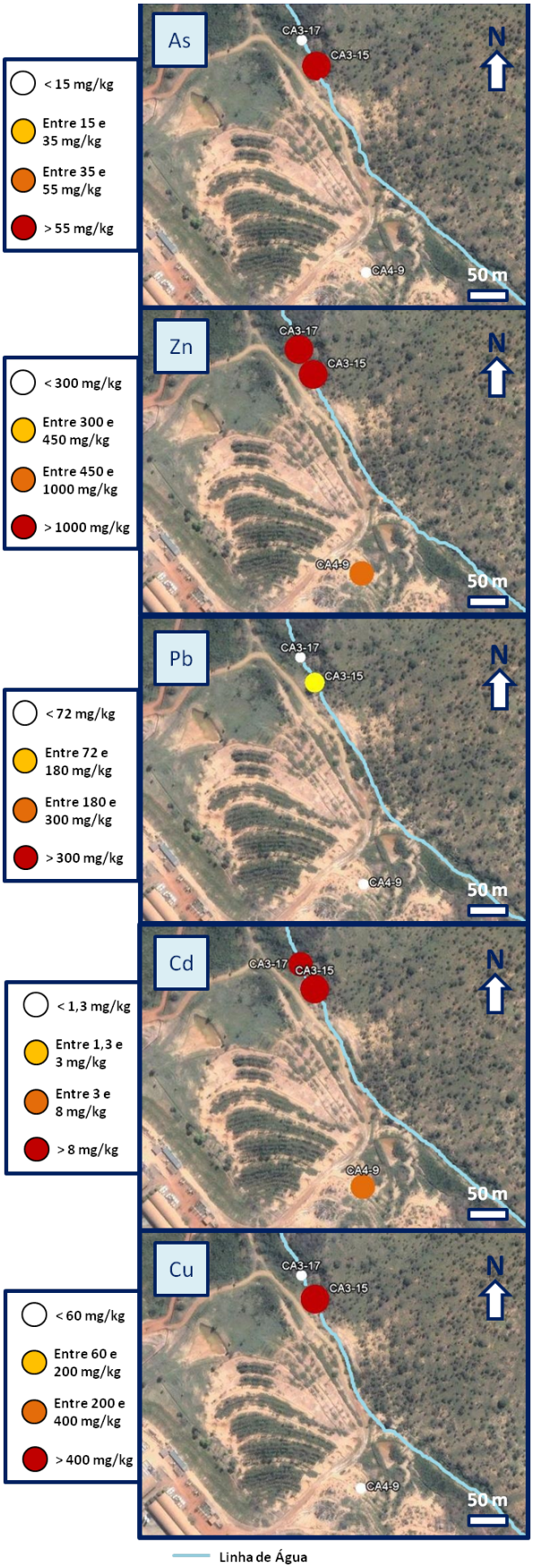


Figura 6: **Grau de contaminação na área 3 e 4 para a camada superficial (0-20 cm) de solo.** ***(Heavy metal contamination of the surface layer of soils in Area 3 and 4.)***

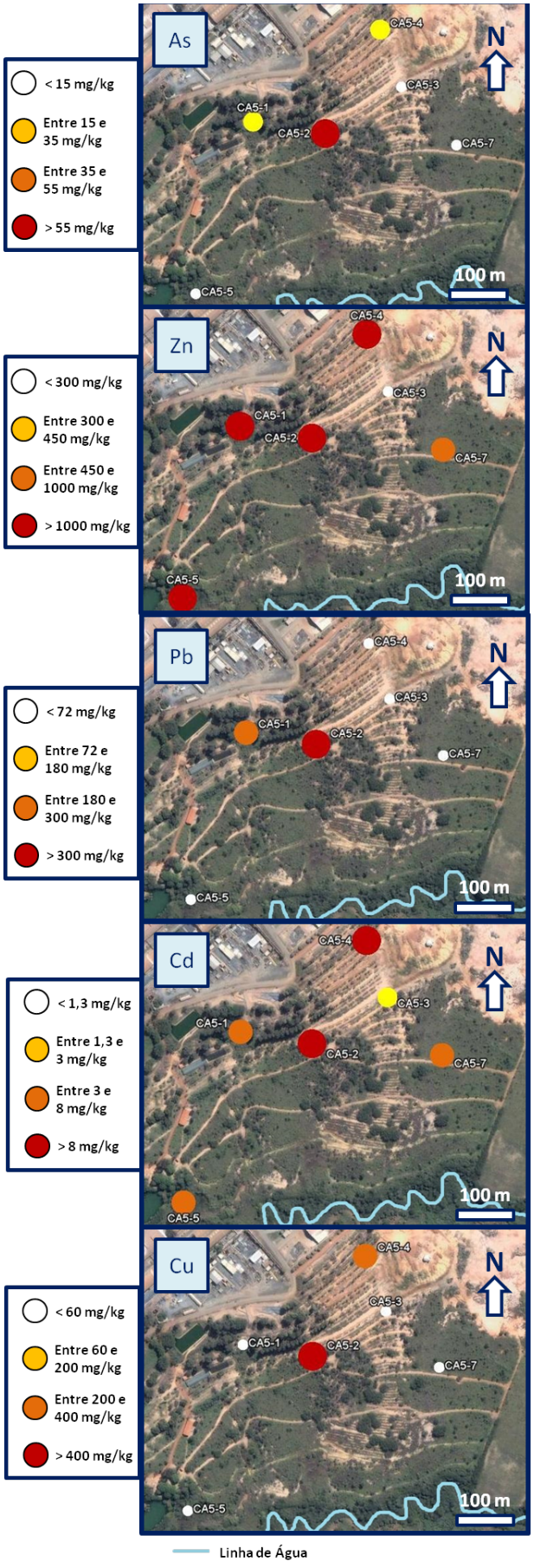


Figura 7: **Grau de contaminação na área 5 para a camada superficial (0-20 cm) de solo.** ***(Heavy metal contamination of the surface layer of soils in Area 5.)***

Os valores obtidos foram ainda comparados com valores de referência brasileiros e internacionais. Os valores utilizados foram os de referência para o uso agrícola, para poder ser realizada fitoremediação (CONAMA, 2012; EPA, 2012). A Figura 8 mostra os níveis elevados de contaminação na área, para os maiores poluentes presentes: o As, o Cd, o Cu, o Pb e o Zn. Entre estes elementos, o Pb e o Cu são os contaminantes com menos expressão nos solos da área. No entanto, muitas destas amostras ultrapassam claramente as referências e apresentam valores cinco vezes superiores, como o Cd ou o Zn.

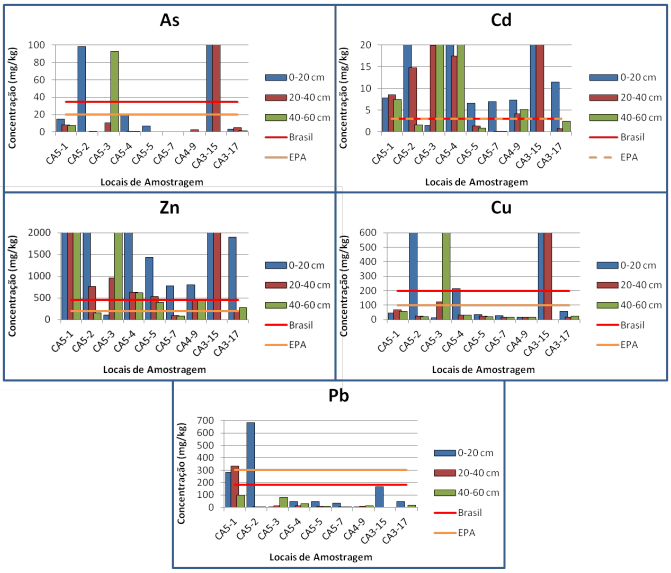


Figura 8: **Comparação dos teores obtidos com os valores de referência brasileiros e da EPA.** ***(Heavy metal concentration comparison with Brazilian and U.S.EPA soil guidelines.)***

Tendo em conta que foram amostrados pontos em profundidade é possível relacionar as diferenças nas concentrações com a própria topografia e morfologia do terreno. De uma forma geral, ambas as áreas são definidas por um declive acentuado, não se verificando zonas deprimidas. De um modo geral, associadas as zonas de vertente encontram-se concentrações em metais pesados superiores à superfície, diminuído progressivamente com o aumento da profundidade. Nas zonas de menor declive, ocorre preferencialmente deposição e, portanto, a concentração em elementos metálicos é superior com o aumento da profundidade. Este facto é bastante visível utilizando um destes elementos contaminantes, como é caso do zinco (Zn), podendo ser observado nas Figuras 9 e 10.

Na zona 3 e 4, a amostra CA4-9 situa-se numa área menos inclinada do que as amostras CA3-15 e CA3-17, o que influencia a infiltração das águas de escorrência nos solos. Assim, e devido a este facto, a amostra CA4-9 apresenta uma menor concentração de Zn à superfície e um maior teor de Zn em profundidade quando comparada com a amostra CA3-17 (Figura 9).Na zona 5 podemos observar três tipos de comportamento: zonas mais inclinadas, zonas de declive pouco acentuado e áreas mais vegetadas. Os pontos mais inclinados correspondem a teores muito elevados à superfície, sendo que a contaminação em profundidade é pouco expressiva, como acontece com as amostras CA5-2 e CA5-4; a amostra CA5-3 situa-se numa zona de variação acentuada de declive, o que resulta numa maior infiltração das águas e, consequentemente, num maior teor de Zn em profundidade; a presença de vegetação leva à diminuição à superfície das concentrações por funcionarem como uma barreira física ao escoamento das águas superficiais, como é caso da amostra CA5-1 (Figura 10).

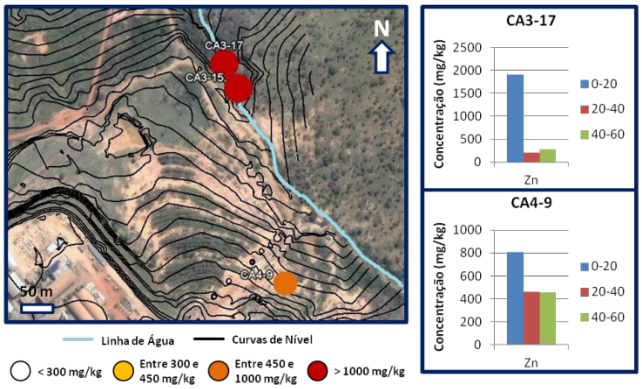


Figura 9: **Identificação de zonas de escorrência e acumulação na zona 3 e 4.** ***(Runoff and accumulation areas in zone 3 and 4.)***

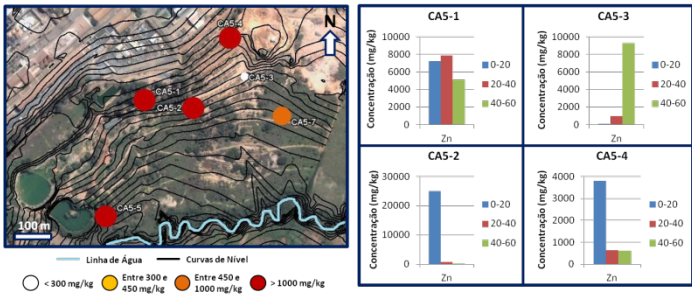


Figura 10: **Identificação de zonas de escorrência e acumulação na zona 5.** ***(Runoff and accumulation areas in zone 5.)***

A Tabela 3 mostra os valores de pH e Eh obtidos nos solos amostrados. Deste modo, e de uma forma geral, o Eh indica que o ambiente é tipicamente oxidante, o que, tendo em conta que os minérios utilizados na Votorantim Metais são sulfuretos, favorece a oxidação destes elementos e a formação de sulfatos. Assim, os principais metais deverão aparecer sob uma forma muito solúvel e de pH superior aos valores *background* (que apresentam valores de pH na ordem dos 4,8), o que se destaca especialmente nas amostras CA3-15, CA3-17, CA5-1, CA5-2 e CA5-4 que, de acordo com a Figura 11, também são as principais áreas contaminadas.

Tabela 3: **Valores de pH e Eh nas amostras.** ***(pH and Eh values.)***

Amostra	Ph	Eh
CA0-1B	4,88	304
CA0-1C	4,87	282
CA0-2C	4,70	273
CA0-3B	4,88	150
CA0-3C	4,93	198
CA1-19	5,31	233
CA3-15	8,03	310
CA3-17	5,89	276
CA4-9	4,30	192
CA5-1	7,55	218
CA5-2	6,90	223
CA5-3	4,90	260
CA5-4	6,54	356
CA5-5	5,40	292
CA5-7	5,84	141

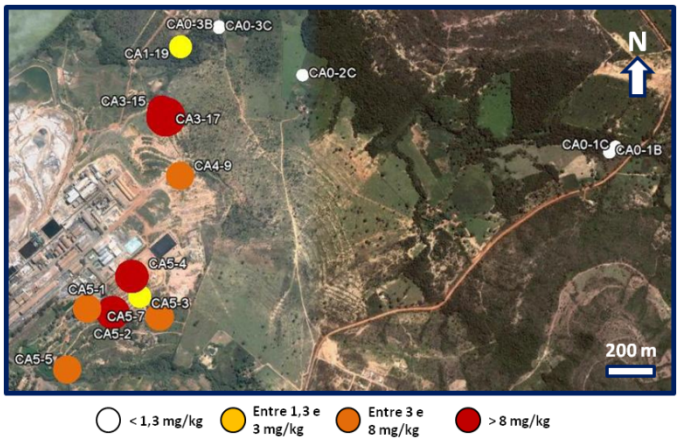


Figura 11: **Grau de contaminação superficial em Cd.** ***(Cd superficial contamination.)***

A Folha de Três Marias da Carta Geológica (2011) mostra ainda estudos já realizados na área utilizando métodos geofísicos. Foi assim construído um mapa magnetométrico, que é apresentado na Figura 12. Por si só a anomalia positiva observada não nos dá muita informação, no entanto esta pode ser relacionada com as concentrações em metais presentes na área. Este mapa não possui um padrão muito óbvio, no entanto este também se poderá dever às elevadas concentrações em ferro (Fe), que não é um contaminante no solo, tem origem litogénica e poderá interferir como anomalia magnética (Figura 12).

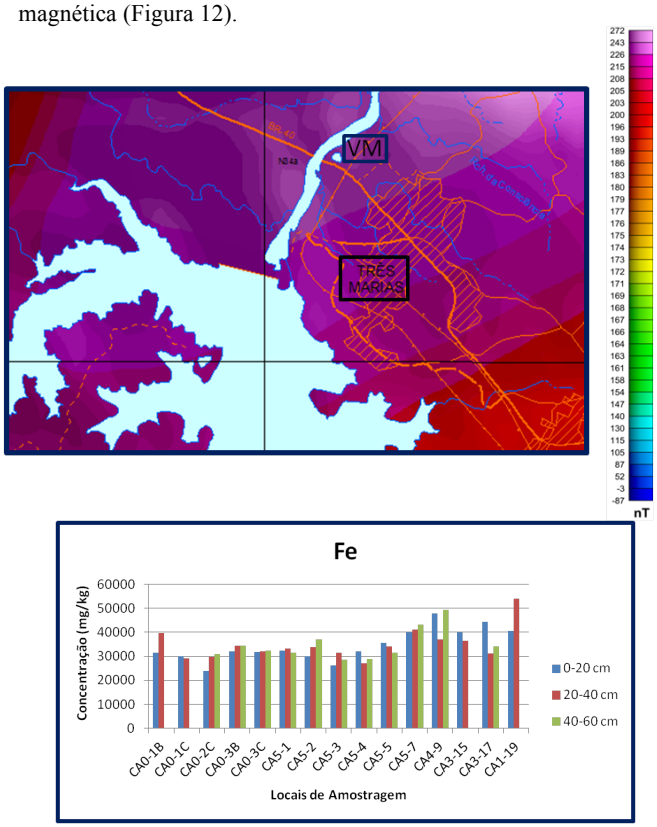


Figura 12: **Magnetometria da zona de Três Marias e concentração em ferro (Fe) na área envolvente à Votorantim Metais. VM – Votorantim Metais.** ***(Magnetic study of the Três Marias area and iron (Fe) concentration in Votorantim Metais' surrounding area. VM – Votorantim Metais.)***

Tendo em conta que o objetivo final deste projeto é a recuperação ambiental destes solos e o aproveitamento desta área, é necessária a definição de qual a melhor abordagem a este problema. A fitoremediação é uma técnica já amplamente utilizada e estudada de modo a diminuir concentrações de metais pesados

em solos por todo o Mundo. E uma técnica de remediação biológica, *in-situ* limpa que utiliza plantas de forma a remover contaminantes de águas, sedimentos ou solos. Esta remoção pode feita de quatro formas (EPA, 2001):

- por degradação dos contaminantes, maioritariamente utilizado para poluentes orgânicos (por rizodegradação ou fitodegradação);
- por acumulação, através da contenção e remoção de contaminantes orgânicos ou metálicos (por fitoextração ou rizofiltração);
- por dissipação, por remoção de contaminantes orgânicos e inorgânicos e emissão para a atmosfera (através da fitovolatilização);
- por imobilização, através da contenção numa área específica poluentes orgânicos e inorgânicos (através de controlo hidráulico ou fitoestabilização).

Assim, e tendo em conta os dados disponíveis para análise e já discutidos, a fitoremediação na área em estudo poderá ser realizada utilizando dois métodos principais, a fitoextração e a fitoestabilização. A fitoextração consiste na absorção destes elementos através das raízes das plantas e consequente acumulação na parte aérea da planta. Para a fitoextração ser um método eficaz é necessária a remoção desta planta e a sua disposição em aterro (EPA, 2001). Por sua vez a fitoestabilização consiste na contenção dos contaminantes *in situ* através da modificação das condições biológicas, físicas e químicas do solo (EPA, 2001).

Na Tabela 4 encontram-se algumas espécies vegetais selecionadas pela sua capacidade fitoextratora que são passíveis de suportar as condições físico-químicas presentes na área em estudo, nomeadamente o pH, o tipo de solo e a concentração em metais pesados. Destacam-se algumas destas espécies como a *Pfaffia sp*. pela sua capacidade híper-acumuladora de Cd e elevada tolerância ao Zn (Carneiro *et al*, 2002) e a *Gomphrena claussenii*, pela sua elevada tolerância e acumulação de Cd e Zn (Carvalho *et al*, 2013).

Como espécies tolerantes a elevadas concentrações de metais e passíveis de constituir fitoestabilizadoras na área em estudo destacam-se algumas espécies herbáceas como *Brassica* sp., *C. ciliares*, *P. maximum*, *A. gayanus*, *C. rotundus* (Soares *et al*) e espécies arbóreas como *C. fissilis*, *M. umbellata*, *T. impetiginosa*, *C. langsdorffii*, *H. courbaril*, *M. caesalpiniaefolia*, *A. mangium*, *P. gonoacantha* (Marques *et al*, 2000; Soares *et al*), E. camaldulenses (Gomes *et al*, 2012) e E. grandis (Melo *et al*, 2010).

Tabela 4: **Espécies vegetais acumuladoras de elementos metálicos.** ***(Examples of heavy metal accumulators.)***

Espécie	Metal	Referência
Pteris vittata	As	Gonzaga *et al.* (2006)
Pityrogramma calomelanos	As	Gonzaga *et al.* (2006)
Pfaffia sp.	Cd	Carneiro *et al.* (2002)
Stylosanthes humilis	As	Melo *et al.* (2009)
Arachis pintoi	As	Melo *et al.* (2009)
Lolium multiflorum	As	Melo *et al.* (2009)
Brachiaria decumbens	Cu	Andreazza *et al.* (2013)
Canavalia ensiformis	Pb	Gabos *et al.* (2009)
Gomphrena claussenii	Zn, Cd	Carvalho *et al.* (2013)
Nicotiniana tabacum	Zn, Cd	Zeitouni (2003)

5. CONCLUSÃO

Tendo em conta os resultados discutidos anteriormente e os dados existentes, é necessário compreender quais os fatores e como estes influenciam o processo de recuperação dos solos.

Primeiramente, o próprio tipo de solo influencia a possibilidade de implementação da fitoremediação. Como foi descrito, solos do tipo latossolo vermelho-amarelo permitem, após correção do solo quanto à acidez, saturação em alumínio e aumento da fertilidade, a plantação de espécies vegetais com sucesso, sendo solos do tipo gleissolo e solo litólico de mais difícil implementação.

As concentrações em metais pesados também determinam a possibilidade de implementação da fitoremediação pois podem ultrapassar os limites de toxicidade que as plantas podem suportar. Assim, na zona 3 e 4, na área onde os pontos CA3 se encontram, verificam-se valores muito elevados, superiores aos suportados pelas espécies vegetais referidas. O mesmo acontece na zona 5, verificando-se que o ponto CA5-2 possui também teores em metais pesados muito elevados.

Ainda fazendo referência a estas zonas, é ainda de destacar que as vertentes identificadas não são os locais de mais fácil cultivo. É necessário então fazê-lo durante o início da época seca, de modo a permitir o enraizamento e desenvolvimento das plantas de forma a que, durante a época das chuvas, as enxurradas não destruam o trabalho de recuperação ambiental. Independentemente de, em termos de topografia, esta não ser uma zona ótima para a fitoremediação, em termos de contaminação e profundidade a que esta ocorre, esta área é indicada para a fitoextração, diminuindo à superfície as contaminações já referidas.

Há que ainda ter em conta o pH do solo. Sendo um fator importante e limitante no crescimento e desenvolvimento das plantas. O pH ótimo para o crescimento de espécies vegetais situa-se entre os 5,5 e os 7,5, obrigando à aplicação de correções do pH nos solos da área em estudo.

Apesar da grande aplicabilidade da fitoremediação como técnica de recuperação ambiental, muitas vezes relacionada com o seu mais baixo custo quando comparado as outras técnicas de descontaminação utilizando processos físico-químicos, esta possui algumas limitações. Estas relacionam-se com a necessidade de cultivar um grande número de espécimes de modo ser possível a descontaminação de uma determinada área, o tempo para a obtenção de resultados, a dificuldade de estabelecer as condições necessárias para o cultivo e a impossibilidade de remover poluentes abaixo do nível radicular ou que não se encontrem numa forma bio-acessível (Lasat, 2000).

6. REFERÊNCIAS

Agência de Informação Embrapa. Em: http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/ (a 13.12.2013)

Amaral D.C. (2013): *Estudos ultraestruturais e da capacidade bioacumuladora de Zn, Cd e Pb por plantas em área de mineração de zinco.* Universidade Federal de Lavras, Dissertação para a obtenção do grau de mestre.

Andreazza R., L. Bortolon, S. Pieniz, F.A.O. Camargo and E.S.O. Bortolon (2013): *Copper Phytoextraction and Phytostabilization by Brachiaria decumbens Stapf. in Vineyard Soils and a Copper Mining Waste*. Open Journal of Soil Science, **3**, 273-282

Bizzi L.A., C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti and J.H. Gonçalves (2003) - *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Minas e Metalurgia. Em: http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?infoid=790&sid=9 (a 07.12.2013)

Campos J.E.G. and M.A. Dardenne (1994): *A Glaciação Neopaleozóica na Porção Meridional da Bacia Sanfranciscana*. Revista Brasileira de Geociências, **24**, 2, 65-72.

Carneiro, M.A.C., J.O. Siqueira and F.M.S. Moreira (2002): *Comportamento de espécies herbáceas em misturas de solo com diferentes graus de contaminação com metais pesados*. Pesq. agropec. bras., Brasília, 37, 11, 1629-1638.

Carta Geológica (2003): *Folha Três Marias*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Carta Geológica (2011): *Folha Três Marias*. CODEMIG.

Carvalho M.T.V., Amaral D.C., L.R.G. Guilherme and M.G.M. Aarts (2013): *Gomphrena claussenii,the first South American metallophyte species with indicator-like Zn and Cd accumulation and extreme metal tolerance*. Frontiers in Plant Science, **4**, 180, 1-10

CONAMA (2012): *Resoluções do Conama: Resoluções vigentes publicadas entre setembro de 1984 e janeiro de 2012*. Ministério do Meio Ambiente, 1126p.

Conflitos Ambientais Minas Gerais: http://conflitosambientaismg.lcc.ufmg.br/info.php?id=194 (a 10.12.2013)

EPA (2001): *Phytoremediation of contaminated sopil and ground water at hazardous waste sites*. Superfund Technology Support Center for Ground Water.

EPA (2007): *Method 3051A – Microwave Assisted Acid Digeston of Sediments, Sludges and Soils*. Em: http://www.epa.gov/osw/hazard/testmethods/sw846/pdfs/3051a.pdf (a 15.11.2013)

EPA (2012): *Classification and management of contaminated soil for disposal*. Information Bulletin n.105

Gabos M.B., C.A. Abreu and A.R. Coscione (2009): *EDTA assisted phytorremediation of a Pb contaminated soil: Metal leaching and uptake by jack beans*. Sci. Agric. (Piracicaba, Braz.), **66**, 4, 506-514.

Golder Associates (2007): *Projeto de Recuperação Ambiental dos Córregos Consciência e Barreiro Grande na Área Industrial da Votorantim Metais - Unidade Três Marias*.

Gomes, M.P., T.C.L. Marques, M.M.L. Carneiro and Â.M. Soares (2012): *Anatomical characteristics and nutrient uptake and distribution associated with the Cd-phytoremediation capacity of Eucalyptus camaldulenses Dehnh*. Journal of Soil Science and Plant Nutrition, 12, 3, 481-495.

Gonzaga, M.I.S., J.A.G. Santos and L.Q. Ma (2006): *Arsenic phytoextraction and hyperaccumulation by fern species*. Sci. Agric. (Piracicaba, Braz.), **63**, 1, 90-101.

Lasat, M. M. (2000) - *Phytoextraction of metals from contaminated soil: a review of plant/soil/metal interaction and assessment of pertinent agronomic issues*. Journal of Hazardous Substance Research, **2**, 5, 1-25.

Marques, T.C.L., F.M.S. Moreira and J.O. Siqueira (2000): *Crescimento e teor de metais de mudas de espécies arbóreas cultivadas em solo contaminado com metais pesados*. Pesq. Agropec. Bras., Brasília, **35**, 1, 121-132.

Melo R.F., L.E. Dias, J.V. de Mello and J.A. de Oliveira (2009): *Potencial de quatro espécies herbáceas forrageiras para fitorremediação de solo contaminado por arsênio*. Revista Brasileira de Ciência do Solo, **33**, 2, 455-465.

Melo R.F., L.E. Dias, J.V. de Mello and J.A. de Oliveira (2010): *Behaviour of Eucalyptus grandis and E. cloeziana seedlings grown in arsenic-contaminated soil*. Revista Brasileira de Ciência do Solo, **34**, 985-992.

Oliveira, M.A. and A.H. Horn (2006): Comparação da Concentração de Metais Pesados nas Águas do rio São Francisco em Três Marias, desde 1991 até hoje, relacionando a atuação da CMM-Três Marias. Geonomos, **14**, 1,2, 55-63.

Silva, D.F., J.D. Galvíncio, D.F. Silva and H.C. Almeida (2009): *Análise espaço-temporal de parâmetros de qualidade de água no Alto São Francisco e sua relação com intervenções antrópicas*. Engenharia Ambiental – Espírito Santo do Pinhal, **6**, 2, 492-518

Soares, C.R.F.S., J.O. Siqueira, F.M.S. Moreira, N.. Curi and A.M.A. Accioly: *Diagnóstico e reabilitação de solo contaminado por metais pesados: um estudo de caso*. Em: http://www.fitorem.unah.edu.cu/Curso%20Recuperaci%C3%B3n%20de%20%C3%A1reas%20agr%C3%ADcolas%20con%20MP.%20M%C3%A9todos%20de%20estudio/materiales/Articulos%20para%20Seminarios/estudo%20de%20caso%20arboreas.pdf (a 20.12.2013)

Votorantim Metais: http://www.vmetais.com.br/pt-BR/Institucional/Paginas/Historia.aspx (a 27.11.2013)

Zeitouni C.F. (2003): *Eficiência de espécies vegetais como fitoextractoras de cádmio, chumbo, cobre, níquel e zinco de um latossolo vermelho amarelo distrófico*. Dissertação apresentada para obtenção do título de Mestre, Instituto Agronômico Campinas, Estado de São Paulo.

Avaliação e Caracterização da Contaminação de Águas e Sedimentos: Resultados Preliminares do Projeto de Remediação dos Córregos Consciência e Barreiro Grande, Minas Gerais, Brasil

Evaluation and Characterization of Water and Sediment Contamination: Preliminary Results of the Reclamation Project of Consciência and Barreiro Grande waterways, Minas Gerais, Brazil

Martins. L. [(1)] e Fonseca R. [(2)]

(1) Universidade de Évora, Escola de Ciências e Tecnologia, R. Romão Ramalho 59, Évora, lcgmartins@gmail.com
(2) Universidade de Évora, Departamento de Geociências, Escola de Ciências e Tecnologia, R. Romão Ramalho 59, Évora, rfonseca@uevora.pt

SUMMARY

Votorantim Metais S.A., is one of the world's largest metal alloy producers. The Três Marias Unit, in Minas Gerais state, Brazil produces zinc alloys and it has been operating since the mid-60s. During this time, the tailings from this activity have been accumulated in the surrounding area, leading to heavy metal contamination (Mn, Cu, Zn, Ni, Pb, Cd, Cr and As), much above the critical levels, which accumulate in the sediments of nearby waterways, in the soils of the drainage area, and in the water column.

In this work we are going to discuss both the contamination level and its extent in the Consciência river, a small tributary of the São Francisco river, the longest river entirely Brazilian, by analyzing the geochemistry of the water and the geochemistry and mineralogy of the accumulated sediments. It will be also discuss the reclamation strategies of this site and the impact on the environment, based on the analytical data and how these contamination levels may alter the remediation techniques.

1. INTRODUÇÃO

Concentrações em metais pesados superiores às tidas como referência são muitas vezes encontradas na Natureza. No entanto, estas podem ocorrer naturalmente, associadas a depósitos naturais destes elementos químicos, por meteorização destas áreas, ou por ação antrópica, devido a episódios de descarga de efluentes domésticos ou industriais, atividade mineira ou devido à existência de unidades industriais nas áreas envolventes (Kabata Pendias, 2001).

É neste âmbito que surge este trabalho. A área em estudo, situada na bacia hidrográfica do rio São Francisco, no Brasil, encontra-se contaminada com metais pesados, cuja ocorrência se associa à presença e funcionamento de uma unidade industrial metalúrgica, a Votorantim Metais. Esta unidade, situada a cerca de 2 km da cidade de Três Marias, no estado de Minas Gerais, é responsável desde 1969, pelo fabrico de produtos ricos em zinco (Zn), alumínio (Al) e níquel (Ni), tais como óxidos de zinco ou ligas metálicas (Oliveira e Horn, 2006; Votorantim Metais).

Devido à inexistência ou ao incumprimento de medidas mitigadoras de poluição, os resíduos provenientes do funcionamento da unidade de Três Marias da Votorantim Metais não foram devidamente despojados, tendo sido ao longo destes anos construídas duas barragens de contenção que se mostraram ineficazes na contenção da contaminação: a Barragem Velha, construída nas margens do rio São Francisco em 1983, e a Barragem da Lavagem, em funcionamento desde 2001 e situada a cerca de 5 km da unidade (CETEC, 1980 *in* Oliveira e Horn, 2006; FEAM, 2008; Conflitos Ambientais MG). Contudo, até 1983, os resíduos eram despejados em toda a área circundante da fábrica, sem qualquer medida de controlo.

Somente após pressionada pelos órgãos ambientais locais e pela própria sociedade civil, foi construído o Depósito Murici em 2011, uma nova barragem de contenção que segue todas as precauções e cuidados de modo a impedir o alastramento ao rio São Francisco destes elevados teores em metais pesados (FEAM, 2008). Tornou-se assim responsabilidade da Votorantim Metais o cumprimento das medidas de retenção da contaminação e o restauro ambiental destas áreas envolventes, tornando-se o Depósito Murici o destino final quer dos resíduos resultantes do atual funcionamento da unidade de Três Marias da Votorantim Metais assim como os resíduos depositados nas antigas barragens de contenção (FEAM, 2008).

De modo a impedir o alastramento dos atuais níveis em metais pesados para o rio São Francisco é necessário minimizar ou eliminar o contributo de pequenos afluentes que circundam a área envolvente à unidade. Tendo como base estudos prévios realizados na área, é um pequeno afluente, o córrego Consciência, a principal fonte de entrada destes teores para o rio São Francisco (GOLDER ASSOCIATES, 2007). Deste modo, na primeira campanha de amostragem, que serviu de base para a realização deste trabalho, foi esta a área principalmente amostrada em sedimentos e águas de forma a compreender quais os teores, como estes evoluem com a profundidade e, numa fase mais final, como recuperar esta área degradada.

2. ENQUADRAMENTO

A área em estudo localiza-se a cerca de 2 km da cidade de Três Marias, estado brasileiro de Minas Gerais, fazendo parte da bacia hidrográfica do rio São Francisco. É limitada a Norte pelo córrego Consciência, a Sul pelo córrego Barreiro Grande e a Oeste pelo rio São Francisco (Figura 1).

Do ponto de vista climático, esta área é caracterizada por um clima tropical de savana, verificando-se temperaturas médias mensais superiores a 18ºC e duas estações anuais bem marcadas (Oliveira e Horn, 2006; Oliveira, 2007).

A área em estudo insere-se na formação de Três Marias, pertencente ao Grupo Bambuí. Esta formação, de idade proterozoica (com aproximadamente 600 Ma) é constituída essencialmente por rochas sedimentares detríticas de pequena dimensão (arenitos, siltitos e pelitos) ricos em quartzo, feldspato e minerais pesados como óxidos de ferro, turmalina, zircão, epídoto e granada, que sugerem uma fácies de formação de plataforma marinha de baixa profundidade, cujo transporte do material terá sido muito reduzido (Campos e Dardenne, 1994; Bizzi *et al*, 2003; Carta Geológica Folha Três Marias, CODEMIG, 2011).

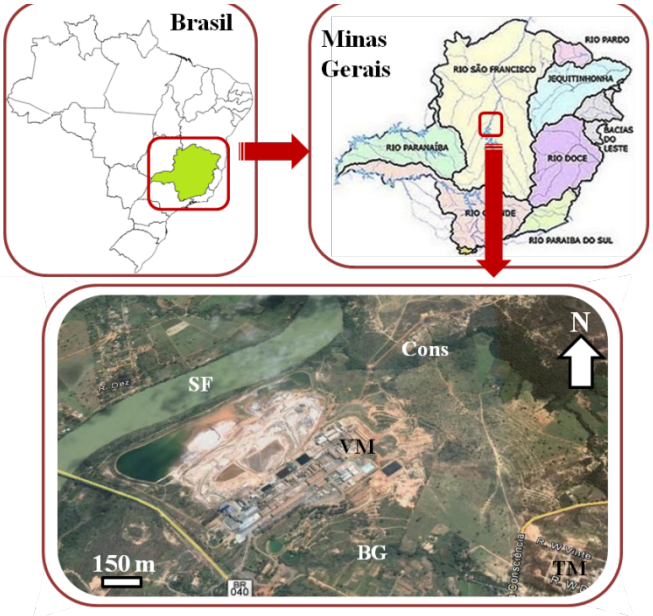


Figura 1: **Localização da área em estudo. VM – Votorantim Metais; TM – cidade de Três Marias; SF – rio São Francisco; Consc – córrego Consciência; BG – córrego Barreiro Grande.** ***(Study area location. VM – Votorantim Metais; TM – Três Marias city; SF – São Francisco river; Consc – Consciência waterway; BG – Barreiro Grande waterway.)***

3. ESTUDOS PRÉVIOS

O historial de contaminação nesta área não é recente. Desde o início do funcionamento da unidade de Três Marias da Votorantim Metais têm sido realizadas análises químicas para a determinação da qualidade da água e da concentração em metais pesados dos sedimentos do rio São Francisco, muitas vezes por alerta dos pescadores, devido a episódios de elevada mortandade de peixes (Mozeto *et al*, 2007; Trindade *et al*, 2012). Os primeiros dados referentes à área mostram que, apenas passados quatro anos desde o início do funcionamento da Votorantim Metais, já se encontravam efeitos de poluição no rio São Francisco e, durante as épocas de cheias e maior caudal, o próprio córrego Consciência se tornava uma zona de acumulação sedimentar (CETEC, 1980 *in* Oliveira e Horn, 2006). Em 1974 já a foz do córrego Consciência apresentava elevadas concentrações de metais pesados, tendo-se identificado nestas águas, concentrações em zinco (Zn) de 560 mg/l, em cádmio (Cd) de 0.17 mg/l e em cobre (Cu) de 7.2 mg/l. Estas águas apresentavam um pH de 3.0, o que mostra a natureza ácida dos efluentes provenientes da Votorantim Metais (CETEC, 1980 *in* Oliveira e Horn, 2006). Estudos complementares mostraram em 1975 que o próprio córrego Consciência terá passado a constituir um local de descarga dos efluentes provenientes da Votorantim Metais (Oliveira e Horn, 2006). A construção da primeira barragem de contenção em 1983, fez com que os resíduos não fossem para o córrego Consciência, no entanto, por a deposição destes se fazer diretamente sobre o solo, a Barragem Velha não se mostrou muito eficiente na contenção da contaminação, permitindo a percolação das águas (efluentes líquidos provenientes da Votorantim Metais e águas pluviais) e a contaminação dos solos, dos aquíferos e do rio São Francisco (Oliveira e Horn, 2006; Conflitos Ambientais Minas Gerais). Por esta razão foi construída a Barragem da Lavagem. Esta, localizada a cerca de 5 km da unidade, descentralizou a contaminação, no entanto, quer o preenchimento total desta bacia quer a identificação de episódios de poluição na sua envolvente, levou ao seu encerramento em 2011 (FEAM, 2008; Conflitos Ambientais Minas Gerais).

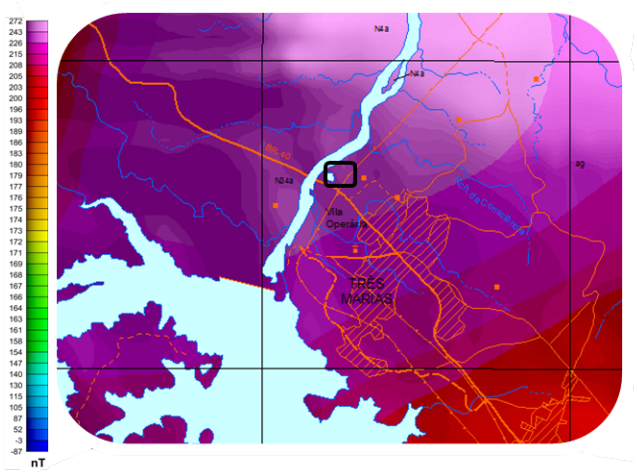


Figura 2: **Magnetometria na zona de Três Marias. A preto está marcada a área envolvente à Votorantim Metais.** ***(Magnetic study of the Três Marias área. Marked in black is Votorantim Metais' surrounding area.)***

Durante o período de funcionamento da Barragem da Lavagem inúmeros estudos foram realizados no rio São Francisco, de forma a identificar quais os níveis de metais pesados presentes nas águas e sedimentos. Tundisi (2005) amostrou sedimentos e águas ao longo da bacia do Alto São Francisco tendo sido recolhidas amostras em pontos próximos à confluência dos córregos Barreiro Grande e Consciência. Estes pontos mostram elevadas concentrações de zinco (Zn) nas águas e de zinco (Zn), cádmio (Cd), cobre (Cu), chumbo (Pb) e crómio (Cr) nos sedimentos. Tundisi (2005) relaciona as menores concentrações de metais pesados nas águas com a elevada capacidade de transporte, diluição e reoxigenação do rio São Francisco. Resultados semelhantes mostra-nos Oliveira e Horn (2006) e Mozeto *et al* (2007), relacionando ainda estes valores à granulometria dos sedimentos, uma vez que em zonas em que os grãos possuem uma menor dimensão (associado a zonas silto-argilosas) maior é a concentração em metais pesados.

Foram ainda realizados ensaios magnéticos na área (Carta Geológica Folha Três Marias, CODEMIG, 2011). Somente os resultados obtidos da magnetometria não têm um significado conclusivo, no entanto, tendo como fundo os resultados já discutidos noutros estudos geoquímicos, a anomalia observada na Figura 2 poderá corresponder a uma maior concentração de metais pesados nesta área.

4. METODOLOGIA LABORATORIAL

As amostras recolhidas na primeira campanha de amostragem na área em estudo fazem parte dos resultados referentes à estação pós-seca. Foram assim recolhidas 54 amostras de águas, sedimentos e aluviões do córrego Consciência, assim como retiradas as águas intersticiais dos sedimentos em que tal foi possível.

Nas amostras de águas recolhidas, foram lidos os parâmetros de pH, Eh e temperatura *in situ*, sendo acidificadas e conservadas a uma temperatura de 4ºC até ao momento de leitura dos metais presentes, por espectrometria de emissão ótica com fonte indutiva de plasma (ICP-OES). As águas intersticiais foram retiradas utilizando amostradores capilares específicos (*rhizom samplers*), sendo conservadas a uma temperatura de 4ºC até à sua leitura em ICP-OES.

Os sedimentos foram amostrados em profundidades específicas, diferenciando-se amostras que se encontram entre os 0 e 20 cm, os 20 e os 40 cm e os 40 e os 60 cm de profundidade. Em algumas amostras, os primeiros 20 cm foram seccionados em sub-amostras de 5 cm de espessura. Também estas amostras foram recolhidas e conservadas a uma temperatura de 4ºC, até ao início do trabalho no laboratório. O trabalho laboratorial, realizado no Laboratório de Biogeoquímica Ambiental da Universidade de

Evora, consistiu na secagem das amostras, sendo esta procedida pela sua desagregação e moagem.

De modo a determinar o grau de contaminação procedeu-se a uma digestão parcial das amostras. Para tal, pesaram-se 0,5g de cada amostra e, utilizando 5ml de ácido nítrico (HNO_3) e 2ml de ácido clorídrico (HCl), e de acordo com a metodologia da EPA para a digestão parcial de sedimentos (EPA 3051A, 2007) procedeu-se à sua digestão, num digestor micro-ondas *Anton Paar Multiwave PRO*.

5. RESULTADOS / DISCUSSÃO

Na primeira campanha de amostragem foram recolhidas 33 amostras de aluviões e 21 amostras de sedimentos. Entre estas identificam-se algumas amostras que se encontram fora da área da atuação da Votorantim Metais, correspondendo a amostras *background* geoquímico (amostras CA0). A localização geográfica das amostras é dada pela Figura 3.

Os resultados obtidos pela digestão parcial das amostras mostram que estes aluviões e sedimentos se encontram maioritariamente contaminados em arsénio (As), cádmio (Cd), cobre (Cu), chumbo (Pb) e zinco (Zn). A Figura 4 mostra a contaminação à superfície em alguns destes elementos, tendo como base os níveis de qualidade brasileiros para os sedimentos (CONAMA, 2012).

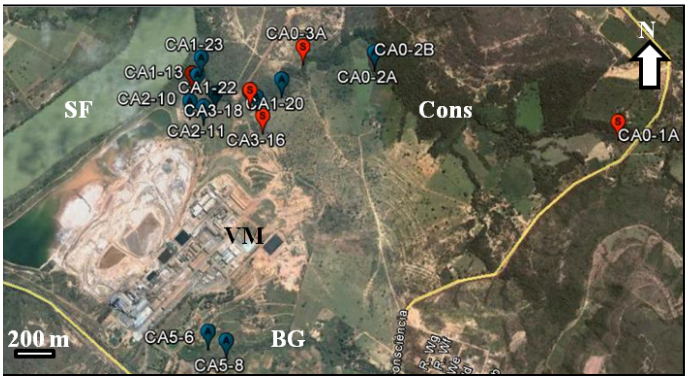


Figura 3:* Localização das amostras obtidas na primeira campanha de amostragem A azul estão marcados os aluviões, enquanto que a vermelho estão marcados os sedimentos.** ***(Samples location.)

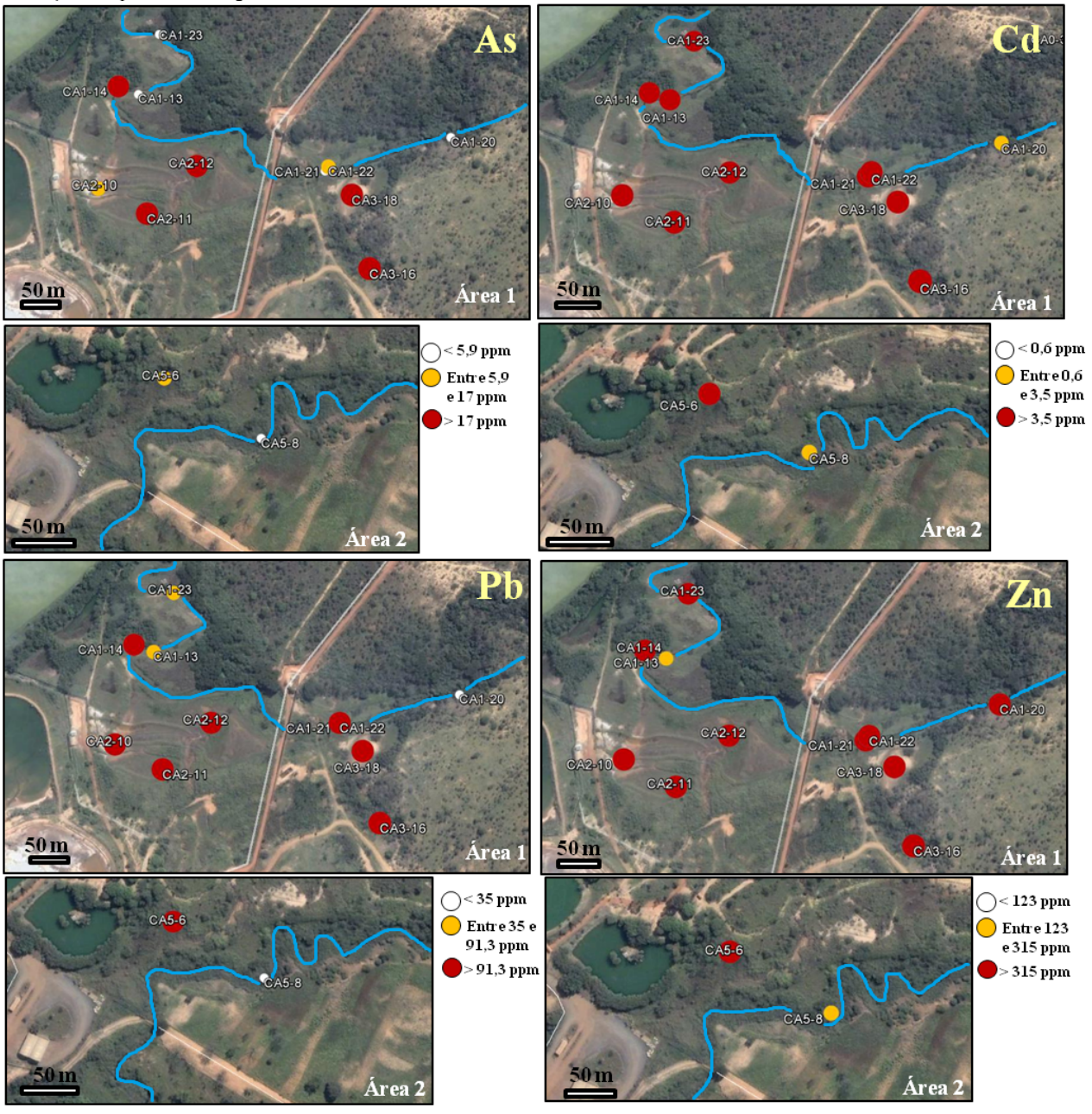


Figura 4:* Concentração à superfície em As, Cd, Pb e Zn.** ***(Heavy metal superficial contamination.)

De acordo com a Figura 4, observam-se concentrações muito superiores às referências regionais (CONAMA, 2012) em arsénio (As), cádmio (Cd), chumbo (Pb) e zinco (Zn). Estas concentrações não se localizam somente na bacia do córrego Consciência (Área 1), identificando-se ainda teores elevados à superfície na bacia do córrego localizado mais a Sul (Área 2), o córrego Barreiro Grande, e que nesta primeira fase não fazia parte do projeto de recuperação ambiental.

Tendo em conta que foram recolhidas três amostras a diferentes profundidades em cada um dos locais de amostragem, é possível ainda compreender como estes teores variam em profundidade. Assim, e tendo como base um dos maiores contaminantes desta área (o zinco – Zn), é possível destacar duas zonas com comportamentos distintos: zonas de acumulação de resíduos ricos em metais pesados, em que as concentrações tendem a aumentar com a profundidade, como os pontos CA2-10 e CA2-12 (Figuras 5 e 6 – marcados a preto) e zonas de escorrência, associadas a zonas de passagem de água (no próprio canal fluvial – exemplo do ponto CA1-20), de escorrência sazonal (associados a episódios torrenciais) ou vertentes (exemplo do ponto CA2-11) (Figuras 5 e 6 – marcados a vermelho). Este comportamento não é restrito ao córrego Consciência ocorrendo também na bacia do córrego Barreiro Grande (Figura 6), correspondendo o ponto CA5-6 a uma zona de escorrência (uma vertente) e o ponto CA5-8 a uma área de acumulação muito próxima do canal fluvial em que a acumulação destes elementos ocorre durante a época seca.

Foram ainda comparados estes valores aos tidos como referências internacionais pela EPA (2000). Estes valores podem ser observados na Figura 7, que apresenta os teores destes metais nas aluviões não somente à superfície como nos mostra a Figura 4, mas também em profundidade e comparando com os teores PEL (*Probable Effect Level*) e SEL (*Severe Effect Level*) da EPA. Muitas das amostras apresentam valores muito acima do SEL, o que torna estas zonas grandes fontes de contaminação.

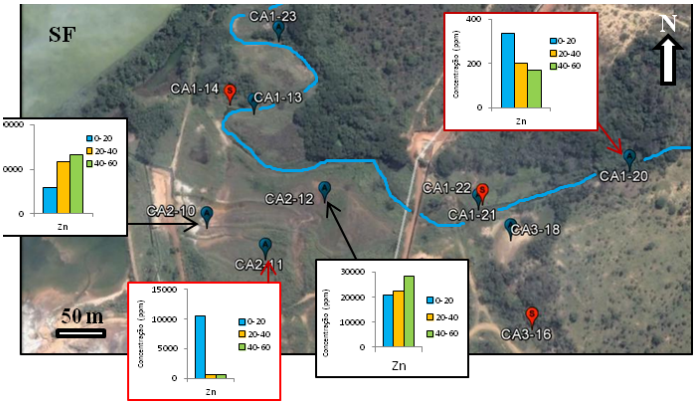


Figura 5:* Zonas de escorrência e acumulação de metais pesados na bacia do córrego Consciência.** ***(Areas of heavy metal runoff and accumulation in Consciência waterway.)

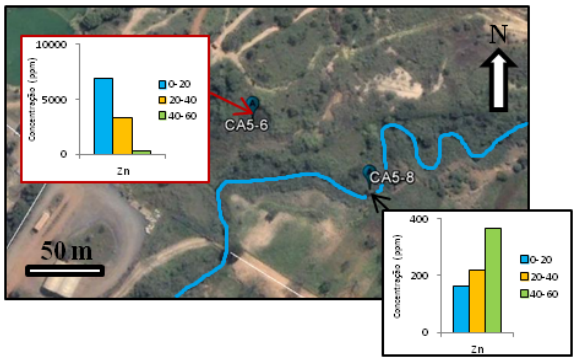


Figura 6:* Zonas de escorrência e acumulação de metais pesados na bacia do córrego Barreiro Grande.** ***(Areas of heavy metal runoff and accumulation in Barreiro Grande waterway.)

Tendo em conta o objetivo final deste projeto e os níveis em metais pesados encontrados na área, as opções de remediação ambiental tornam-se mais complexas. Segundo os pontos de ação da EPA (1990), o primeiro passo a dar na remediação de uma área contaminada é a diminuição das fontes de contaminação. Seguidamente terá de ser estudada a abordagem de remediação da área, finalizando com o tratamento e deposição dos sedimentos contaminados removidos.

Na área em estudo, a diminuição das fontes de contaminação (EPA, 1990) não fará diminuir, num intervalo de tempo curto, as concentrações destes elementos nas águas do rio São Francisco, uma vez que as bacias dos córregos Consciência e Barreiro Grande constituem por si só fontes destes elementos. No entanto, é crucial que a Votorantim Metais minimize as emissões de efluentes líquidos e resíduos sólidos contaminados para estas áreas de modo que o método de recuperação seja eficiente.

Um dos maiores problemas consiste na determinação do melhor método de recuperação. Uma das hipóteses seria a dragagem dos córregos (EPA, 1990; Golder Associates, 2007), por ser uma técnica com resultados permanentes ou de maior duração. No entanto, essa abordagem acarreta inúmeros riscos, entre eles a perda de habitats (por esta ser uma linha de água de baixa profundidade), o aumento da quantidade de metais transportados pela linha de água (devido à re-suspensão do material e libertação da água intersticial dos sedimentos) e/ou o aumento da quantidade de metais (devido ao aumento das condições de oxidação inerentes ao remeximento dos sedimentos), o que depende das próprias características físico-químicas dos sedimentos (OSPAR Comission). Para a dragagem ser uma opção viável, é necessária ainda a existência de uma área onde estes sedimentos possam ser tratados e/ou depositados sem que contaminem outras zonas.

Se a dragagem for o melhor método de recuperação desta área, esta terá de ser efetuada na estação seca, quando o nível freático

estiver mais baixo e for mínima a quantidade de água no córrego, de modo a minimizar os problemas definidos pela OSPAR Comission. Assim, e tendo como fundo os valores já discutidos, a profundidade a que se deverá realizar a dragagem é, por si só uma grande dificuldade, por existirem as referidas áreas de acumulação, onde as amostras até aos 60 cm apresentam um maior teor de metais, sendo necessária uma dragagem mais profunda. Outro problema associado à dragagem nesta área são as elevadas concentrações em metais encontradas, que podem tornar esta técnica menos eficiente ou até uma nova fonte destes elementos nos córregos.

6. CONCLUSÕES / ESTUDOS COMPLEMENTARES

Após uma primeira campanha de amostragem na área, sentimos que ainda há muito a ser feito. Tendo a noção que este é um projeto com a duração de três anos e que estes dados resultam dos primeiros três meses de trabalho, compreendemos que estes resultados ainda estão muito incompletos.

resultados apresentados não correspondem a uma visão holística mas sim parcial, dos processos atuantes na área em estudo.

Paralelamente a este facto, para poder determinar-se se a dragagem do córrego Consciência é uma solução válida para a área em estudo, sugerem-se a realização de uma campanha geofísica (perfis geoelétricos ou geomagnética e/ou sísmica) de modo a compreender o volume de sedimento a dragar e, complementarmente aos dados geoquímicos, permitir a delimitação das áreas contaminadas.

Desta primeira campanha de amostragem é ainda possível apontar a dragagem como uma técnica que permite resultados rápidos no processo de recuperação da área, permitindo a remoção destes elevados teores de metais, até profundidades precisas, ao contrário de outras formas de recuperação que podem implicar a adição ao sistema de substâncias estranhas e cujo tempo de ação é mais longo.

Sugere-se a realização de amostragens mais profundas, de modo a compreender se a concentração destes elementos tóxicos aumenta com a profundidade, conforme algumas amostras demonstraram. Algumas destas amostragens mais profundas já foram realizadas na segunda campanha realizada no passado mês de Novembro, no entanto, os resultados da digestão parcial ainda não são conhecidos. Sugere-se ainda a amostragem do próprio rio São Francisco na sua margem de acumulação numa área próxima à desembocadura do córrego Consciência, de modo a compreender se estes metais pesados ficam ou não retidos nos sedimentos, ou se são móveis e facilmente mobilizados pelas águas, contaminando assim o rio São Francisco. Será ainda necessário determinar de que forma estes metais se encontram nos sedimentos, de forma a comparar com a mineralogia presente e compreender a sua mobilidade química.

Sugere-se ainda uma campanha após a estação chuvosa, de modo a compreender como os elementos que nesta primeira fase foram identificados e lidos se comportam. Sabe-se assim que os

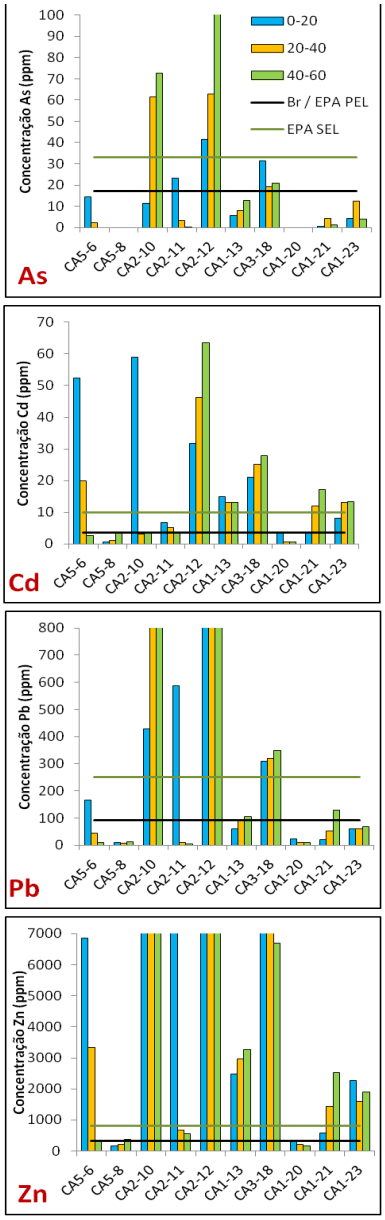


Figura 7: **Concentrações em alguns metais pesados nas aluviões amostrados e comparação com valores de referência da EPA.** ***(Alluvion heavy metal concentration. Comparison with U.S.EPA sediment guidelines.)***

7. REFERÊNCIAS

Bizzi L.A., C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, and J.H. Gonçalves (2003): *Geologia, Tectónica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Minas e Metalurgia. Em: http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?infoid=790&sid=9 (a 07.12.2013)

Campos J.E.G. and M.A. Dardenne (1994): *A Glaciação Neopaleozóica na Porção Meridional da Bacia Sanfranciscana*. Revista Brasileira de Geociências, **24**, 2, 65-72.

Carta Geológica (2003): *Folha Três Marias*. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Carta Geológica (2011): *Folha Três Marias*. CODEMIG.

CONAMA (2012): *Resoluções do Conama: Resoluções vigentes publicadas entre setembro de 1984 e janeiro de 2012*. Ministério do Meio Ambiente, 1126p.

Conflitos Ambientais Minas Gerais: http://conflitosambientaismg.lcc.ufmg.br/info.php?id=194 (a 07.12.2013)

EPA (2000): *Prediction of Sediment Toxicity Using Consensus-based Freshwater Sediment Quality Guidelines*. United States Geological Survey (USGS) final report for the U.S. Environmental Protection Agency (USEPA). Em: http://www.cerc.usgs.gov/pubs/center/pdfdocs/91126.pdf (a 30.11.2013)

EPA (2007): *Method 3051A – Microwave Assisted Acid Digeston of Sediments, Sludges and Soils*. Em: http://www.epa.gov/osw/hazard/testmethods/sw846/pdfs/3051a.pdf (a 15.11.2013)

FEAM (2008): *Parecer Técnico GEDIN Nº00107/2008 (Barragem Murici)*. Em: http://www.meioambiente.mg.gov.br/images/stories/urcparaopeba/3reuniao/4-2_votorantim_pt.pdf (a 02.12.2013)

Golder Associates (2007): *Projeto de Recuperação Ambiental dos Córregos Consciência e Barreiro Grande na Área Industrial da Votorantim Metais - Unidade Três Marias*.

Kabata-Pendias, A. (2001) - *Trace Elements in Soils and Plants*. CRC Press L.L.C., 3ª ed.

Mozeto, A.A., M.D. Nascimento, E.F.A. Silva and M.I.A. Fioravanti (2007): *Avaliação da contaminação por metais metalóides (água, sedimento e peixe) no Rio São Francisco em Três Marias (MG-Brasil): projeto de pesquisa participativa com a comunidade local*. Relatório Final Técnico-Científico. Departamento de Química, Universidade Federal de São Carlos. Em: http://worldfish.org/PPA/PDFs/Semi-Annual%20VII/E-6b%20UFSCar%20Metals%20Project%20Technical%20Report%20port.pdf (a 30.11.2013)

Oliveira, M.A. and A.H. Horn (2006): *Comparação da Concentração de Metais Pesados nas Águas do rio São Francisco em Três Marias, desde 1991 até hoje, relacionando a atuação da CMM-Três Marias*. Geonomos, **14**, 1,2, 55-63.

Oliveira M.R. (2007): *Investigação da Contaminação por Metais Pesados da Água e do Sedimento de Corrente nas margens do Rio São Francisco e tributários, a jusante da Represa da Cemig,no município de Três Marias, Minas Gerais*. Tese Final de Doutoramento em Geologia Económica e Aplicada. Universidade Federal de Minas Gerais. Em: http://www.bibliotecadigital.ufmg.br/dspace/bitstream/handle/1843/MPBB-7ECMJ8/tesemara_regina.pdf?sequence=1 (a 30.12.2013)

OSPAR Comission 2010. . Em: http://qsr2010.ospar.org/media/assessments/p00366_supplements/p00366_suppl_1_dredging_what_are_the_problem.pdf (a 03.01.2014)

Silva, E.F.A., A.A. Mozeto, H.T. Oliveira and T.T. Lima (2007): *Pesquisa participativa no Rio São Francisco, região de Três Marias-MG: contaminação ambiental e comunidade pesqueira*. Relatório de participação no V Congresso Ibero-Americano de Educação Ambiental, Universidade Federal de São Carlos.

Trindade, W.M., A.H. Horn and E.V. Ribeiro (2012): *Concentrações de metais pesados em sedimentos do rio São Francisco entre Três Marias e Pirapora - MG: Geoquímica e Classificação de Risco Ambiental*. Revista Geonomos, **20**, 1, 64-75.

Tundisi, J.G. (2005): *Avaliação das condições físicas, químicas, biológicas e toxicológicas da Represa de Três Marias e do Rio São Francisco (Trecho Represa Três Marias–Rio Abaeté)*. Instituto Internacional de Ecologia e Gerenciamento Ambiental. Em: http://www.worldfish.org/PPA/PDFs/Semi-Annual%20VI/E-11b.pdf (a 30.11.2013)

Votorantim Metais: http://www.vmetais.com.br/pt-BR/Institucional/Paginas/Historia.aspx (a 29.11.2013)

A harmonização de dados altimétricos segundo a Diretiva INSPIRE
INSPIRE data harmonization in Portugal: Application on Elevation theme.

E. Barreira[(1)] , M. Silva[(2)], P. Patrício[(3)], A. Fonseca[(4)]
[(1)] Direção Geral do Território, R. Artilharia Um, 107, Lisboa, ebarreira@dgterritorio.pt
[(2)] Direção Geral do Território, R. Artilharia Um, 107, Lisboa, marisas@dgterritorio.pt
[(3)] Direção Geral do Território, R. Artilharia Um, 107, Lisboa, ppatricio@dgterritorio.pt
[(4)] Direção Geral do Território, R. Artilharia Um, 107, Lisboa, afonseca@dgterritorio.pt

SUMMARY

The INSPIRE Directive emerges as a strong opportunity to change the strategic thinking about spatial data and to improve the geographic information production, management and updating processes. The Directorate-General for Territorial Development (DGT) is a new institute that resulted from the merge of the former national mapping agency (Portuguese Geographic Institute - IGP) with the body responsible for the land management and urban planning policies. This new public agency inherited IGP responsibilities on Geographic data production and, as a result, it has to deal with the harmonization of that data according to INSPIRE requirements. The experience obtained through the participation of IGP in some European projects focused on INSPIRE issues represents a relevant background to consider in the study of the application of INSPIRE data specifications to the data produced at DGT and more specifically to the data produced within the Geodesy and Geographic Information Department (DSGIG). The involvement of the team in projects such as GIS4EU, Humboldt, NatureSDIplus and more recently HELM (Harmonized European Land Monitoring), provides a relevant knowledge base on data harmonization methodologies, tools and case studies that should not be neglected.
The team works close to the cartographic production workflow, to help the changing of some procedures while adapting the spatial data to the INSPIRE Directive requirements. Each cartographic product involves some of the INSPIRE themes and in the DSGIG cartography it is possible to find themes from Annex I and Annex II: Hidrography (Annex I), Transport Networks (Annex I), Elevation (Annex II), Land Cover (Annex II) and Orthoimagery (Annex II). These themes emerge not only in the production of base maps (e.g. SCN10k - National Cartographic Series at 10 000 scale) but also in thematic maps (e.g. Land Use/Land Cover maps).
The Data Specification documents represent the attributes and the data structure which are different for each theme. When a Member State deals with the data harmonization issue, some options have to be made on the data and on its production and maintenance procedures.
This paper focuses on the INSPIRE harmonization of Elevation data from SCN10k topographic series, based on the recent version of Data Specification on Elevation (D2.8.II.II_v3.0.). This document points to three different models representing Elevation data:

- *Grid model (mandatory)*
- *Vector model (optional)*
- *TIN model (optional)*

The grid model is a raster approach to represent Elevation Data and requires the use of GML Coverage functions. Coverages allow the representation of spatial phenomena with more than one dimension (e.g. different observation periods, in the same pixel).
One of the main mandatory choices of the Data Specification on Elevation is the adoption of a common vertical referential to height (land) and depth (water bodies or a deep valley). The recommended reference is the EVRS (European Vertical Reference System), used in continental Europe - if not possible, the Earth Gravitacional Model (EGM 2008) is recommended. Unlike the most part of the INSPIRE themes, it is not mandatory to ensure the exact height in the border of two or more Member States.
The paper intends to present a proposal for the harmonization process to the Portuguese elevation data SCN10k, using ElevationVectorElements schema (vector model) from the INSPIRE Elevation Data Specification. The 1:10 000 scale Elevation data include information on contour lines (ContourLine feature type), spot elevations (SpotElevation feature type) and breaklines (BreaLine feature type). Before the harmonization procedures, the data were adapted to the imposed reference systems: planimetric - ETRS89 (in this case the associated with the Transverse Mercator projection within PT-TM06/ETRS89) by means of an application developed in DGT witch uses a polynomial transformation and altimetric - EVRS, using an offset between the Portuguese mainland Vertical reference (Cascais Helmert 38) and EVRS. After this step, the data were converted from IGDS to Shapefile format using a free software. The last step is the harmonization process where the shapefile is used as the source data within a known schema. HALE (Humboldt Alignment Editor) is one of the main softwares for the mapping of the source data into the target schema defined by INSPIRE Data Specifications. In this particular case the IGDS graphical attributes (level, color, width and style) were used to map from the source schema. After

the mapping, the software transforms all the data and exports a source INSPIRE compliant data, in a GML format (version 3.2.1).
In spite of the usage of a draft version of Data Specifications on Elevation, this work provided a first overview of the future harmonized Elevation data produced by DGT that should not be very different from the one that will be obtained using the final version of the Data Specifications.

1. INTRODUÇÃO

A Diretiva INSPIRE (Directiva 2007/2/EC do Parlamento Europeu e do Conselho de 14 de Março de 2007) estabelece a criação da Infra-estrutura Europeia de Informação Geográfica que pretende promover a disponibilização de informação de natureza geoespacial, utilizável na formulação, implementação e avaliação das políticas ambientais da União Europeia (Jornal Oficial da União Europeia, 2007). Nesse sentido, obriga os Estados Membros (EM) a gerirem e a disponibilizarem os respetivos conjuntos de dados geográficos (CDG) e serviços de acordo com princípios e disposições comuns estabelecidas de forma faseada e calendarizada, para as várias componentes INSPIRE. A Diretiva incide sobre informação geoespacial da responsabilidade das instituições públicas dos EM enquadrada num conjunto de temas distribuídos por três anexos (Santos e Fonseca, 2010). Esta Diretiva foi transposta para a lei nacional através do Decreto-Lei nº 180/2009, publicado a 7 de agosto de 2009.

A filosofia inicial e os princípios subjacentes à criação da Diretiva INSPIRE estão associados à promoção da partilha de informação geográfica, facilitando o acesso, a organização e a avaliação da sua qualidade. Um dos considerandos do diploma legal europeu (Jornal Oficial da União Europeia, 2007) centra-se na necessidade de disponibilização de serviços de dados geográficos ao público, de forma gratuita referindo "… para que uma infra-estrutura de informação geográfica seja criada com sucesso, é importante que um número mínimo de serviços seja posto gratuitamente à disposição do público. Os EM deverão, pois, disponibilizar gratuitamente, pelo menos, os Serviços de pesquisa e, em certas condições específicas, de visualização dos conjuntos de dados geográficos".

Uma das etapas fundamentais na implementação da Diretiva INSPIRE corresponde ao processo de harmonização, definido no diploma como "o processo de desenvolvimento de um conjunto comum de especificações de dados, que viabilize o acesso aos dados espaciais através de Serviços, permitindo combinar dados de forma coerente". Na prática, a harmonização de dados geográficos consiste no processo que permite adequar os dados de origem, que se encontram de acordo com um modelo de dados previamente conhecido, a um novo modelo de dados que tem associado um catálogo de objetos de acordo com a Especificação de Dados que respeita a norma INSPIRE. Desta forma pretende-se que todos os EM adotem os mesmos atributos, os mesmos domínios e as mesmas relações entre os CDG tornando a informação geográfica interoperável por todos os EM que adotarem esta Diretiva.

Em Portugal, a Direção Geral do Território (DGT) é o Ponto de Contacto Nacional (PCN) para a Diretiva INSPIRE - competência herdada do Instituto Geográfico Português (IGP), instituição responsável pela coordenação e implementação do Sistema Nacional de Informação Geográfica (SNIG), desde 2002.

A DGT (e anteriormente o IGP) tem vindo a participar em projetos europeus centrados no desenvolvimento e aquisição de conhecimentos importantes para a aplicação da diretiva nos EM, em áreas como a harmonização de dados geográficos ou o desenvolvimento de serviços. Alguns desses projetos têm um interesse direto para a temática deste artigo, como é o caso do projeto Humboldt - *Development of a Framework for Data Harmonisation and Service Integration*, que conduziu à produção de uma ferramenta, *Humboldt Alignement Editor* (HALE), de suporte à harmonização de dados geográficos e ainda o projeto GIS4EU – *Provision of interoperable datasets to open GI to EU communities*, centrado na harmonização de dados geográficos enquadrados em alguns dos temas abrangidos pela diretiva, incluindo o tema da Altitude. De referir ainda a importância dos resultados do projeto NatureSDI*plus* - *Best practice Network for European SDI in Nature Conservation* que, embora focado numa área temática específica, a da conservação da natureza, produziu um conjunto de boas práticas para a harmonização de metadados, dados e serviços de dados geográficos, que constituem pontos de partida relevantes para as atividades apresentadas e discutidas mais à frente (Barreira *et. al*, 2012).

Considerando as suas obrigações perante a Diretiva e os CDG reportados no âmbito do processo de monitorização (Gomes *et. al*, 2013) e elaboração de relatórios INSPIRE, a DGT envida esforços no sentido de proceder à harmonização dos CDG que fazem parte do seu espólio. Esse espólio é muito vasto, tem proveniências diversas no que respeita a métodos de aquisição, formas de representação, escalas, sistemas de referência, conteúdo, sendo por isso necessário estudar cada CDG caso a caso.

Um dos passos fundamentais é a correta identificação do tema INSPIRE a que pertence o CDG. Para esta identificação é importante a consulta do site INSPIRE e das definições dos temas, incluídas em diferentes documentos de suporte, para além dos próprios anexos da diretiva. De referir que geralmente a cartografia oficial inclui diferentes CDG enquadráveis em diferentes temas dos anexos I, II e III da Diretiva, como é por exemplo o caso da Série Cartográfica Nacional na escala 1:10 000 (SCN10k), da Série Cartográfica Nacional na escala 1:50 000 (SCN50k) ou da Carta de Portugal continental na escala 1:500 000. Para além da representação da altimetria, incluída como tema do Anexo II (Altitude), contêm ainda por exemplo os dados hidrográficos, incluídos no tema Hidrografia, e a rede viária e ferroviária, abrangidos pelo tema Rede de Transportes, ambos do Anexo I.

As especificações de dados INSPIRE têm vindo a ser produzidas de forma faseada, por grupos de peritos, tendo sido recentemente publicadas (dezembro de 2013) as que se referem aos temas dos Anexos II e III. Assim, os CDG do tema Altitude, que pertence ao Anexo II, deverão passar a estar disponíveis de forma harmonizada em finais de 2015, para o caso dos novos dados e em 2020 para os dados já existentes.

Este artigo apresenta uma proposta para harmonização de dados geográficos, incluídos no domínio da altimetria da SCN10k, usando o modelo vetorial *ElevationVectorElements* das especificações de dados INSPIRE para o tema Altitude. É também proposta da Diretiva a adoção do *European Terrestrial Reference System* 1989 (ETRS89) como sistema de referência planimétrico, bem como do *European Vertical Reference System* (EVRS) como sistema de referência altimétrico. Os métodos para a transformação da informação para o sistema ETRS89 são uma temática já explorada e para a qual a DGT disponibiliza soluções para os diversos formatos de informação. A adoção do referencial altimétrico EVRS para o território continental não está ainda suficientemente explorada, pelo que será um assunto a abordar futuramente.

2. A EVOLUÇÃO DO REFERENCIAL ALTIMÉTRICO EM PORTUGAL CONTINENTAL

O marégrafo de Cascais, da responsabilidade da DGT, funciona desde 1882 e constitui-se como a referência altimétrica para Portugal Continental. Junto do marégrafo encontra-se materializada a marca fundamental da rede de nivelamento geométrico que garante a relação entre o nivelamento e o *Datum* Altimétrico. O sistema de referência oficial para Portugal Continental tem a designação Cascais Helmert 38 (Vasconcelos, 2001).

A existência de diversos sistemas altimétricos para cada país ou região, com referências a origens distintas, não permite a harmonização da informação altimétrica entre países de forma linear. Este constrangimento apenas poderá ser ultrapassado com a adoção de um sistema de referência altimétrico único. Nesse sentido, na Europa e no âmbito da EUREF - Sub-Comissão da Associação Internacional de Geodesia (IAG), têm vindo a ser desenvolvidos vários estudos para a concretização do Sistema de Referência Vertical Europeu EVRS. Destacam-se o estabelecimento de uma Rede de Referência Altimétrica Europeia (EUVN), ilustrada na Figura 1 e o projeto *United European Leveling Network* (UELN). A obtenção dos parâmetros de transformação entre o UELN e os sistemas de referência altimétricos foi o resultado destes projetos.

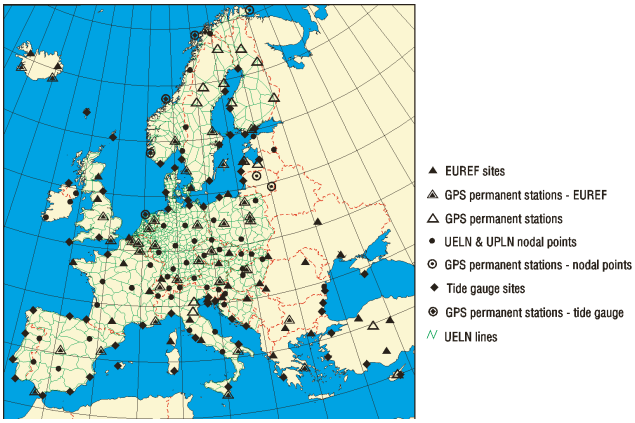


***Figura 1* - Rede EUVN (de BKG, 2013)**

3. ESPECIFICAÇÃO DE DADOS INSPIRE: ALTITUDE

As especificações de dados da Diretiva INSPIRE, relativas ao tema Altitude, contemplam três formatos e respetivos modelos de dados distintos, conforme a figura 2: *Grid* (*ElevationGridCoverage*), Vetorial (ElevationVectorElements) e TIN (*ElevationTIN*). Para os dados relativos à altimetria e que sejam reportados, será sempre obrigatório a sua representação no formato *Grid*. Este é um modelo que utiliza as GML *Coverage Functions*, direcionadas para modelos de dados contínuos, promovendo a interoperabilidade entre temas que possuam informação *raster*.

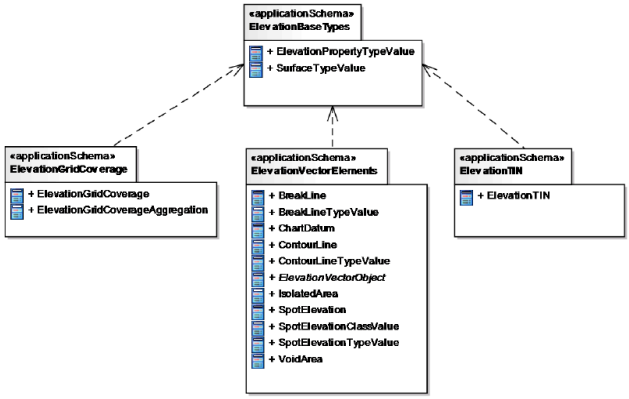


***Figura 2* – Diagrama de esquemas UML para o tema Altitude (adaptado das Especificações de Dados do tema Altitude, em INSPIRE, 2013)**

Apesar da obrigatoriedade do formato *Grid*, a sua definição e implementação não estão ainda concluídas e esse é o motivo para que não seja aqui abordado. Uma vez que a informação em análise se encontra maioritariamente em formato vetor, o esquema Vetorial será o assunto fulcral deste artigo.

O esquema Vetorial é composto por duas propriedades fundamentais: *datum* altimétrico e valor altimétrico. De uma forma geral todos os objetos criados necessitam destes atributos. A especificação de dados contempla as seguintes classes de objetos: *Breakline*, *ContourLine* (figura 3), *SpotElevation*, *IsolatedArea* e *VoidArea*. O preenchimento de alguns dos atributos deste tipo de objetos é feito com as designadas *codelists* (lista de códigos), que determinam termos comuns em toda a Europa para caracterizar determinado atributo. Estas *codelists* são compostas por vários termos, discutidos por especialistas europeus durante a elaboração da especificação de dados. Contudo, caberá às diferentes comunidades de utilizadores adicionar mais termos a estas *codelists*, ao contrário do que acontece com as *enumerations* (enumerações), que constituem também listas de termos, mas que não podem ter alternativas, logo constituem listas fechadas.

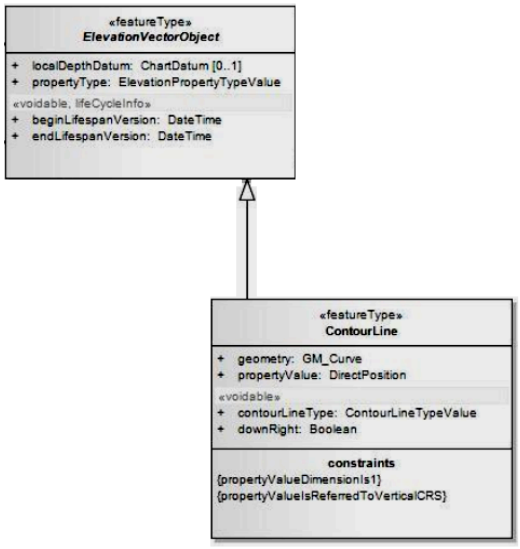


***Figura 3* – Diagrama UML da classe ContourLine, relativa às curvas de nível (adaptado das Especificações de Dados do tema Altitude, em INSPIRE, 2013)**

A classe *ContourLine* é a que interessa detalhar para a harmonização de curvas de nível. Esta classe tem uma relação de dependência com o *ElevationVectorObject*, uma classe genérica que é comum às classes *Breakline* (linha de quebra), *ContourLine* (curvas de nível), *SpotElevation* (pontos cotados), *IsolatedArea* (superfície com informação altimétrica, isolada do modelo de elevação existente; em seu redor não existe qualquer informação altimétrica) e *VoidArea* (área onde se desconhece o Modelo Digital de Terreno, por ausência de dados). A classe *CountourLine* tem os seguintes elementos obrigatórios:

- ***localDepthDatum*:** indicação de um sistema de referência vertical local, aplicável apenas a informação batimétrica (e.g. lagos, rios navegáveis);
- ***propertyType*:** indicação de que tipo de elevação se trata. A enumeração que aqui se aplica está representada como o *ElevationPropertyTypeValue*, contendo os seguintes valores: *height* (altitude) e *depth* (profundidade);

Também a classe *CountourLine* possui atributos obrigatórios que importa referenciar:

- ***geometry*:** refere-se à geometria dos objetos vetoriais, representados numa GM_Curve. Esta é uma forma geométrica básica (GM_Primitive) que pertence à definição de GM_Object, definida na ISO 19107. GM_Curve é definida como sendo uma

composição de um, ou mais do que um, segmento curvo, ligados por nós comuns aos segmentos.

- ***propertyValue*:** valor altimétrico da geometria, referido à referência vertical utilizada – *propertyValueIsReferredtToVerticalCRS*. Só é possível a indicação de um valor por objeto representado (*propertyValueDimensionIs1*).

No caso do *ElevationVectorObject* considera-se o ciclo de vida do objeto, conforme sugerido no *Generic Conceptual Model* da Diretiva INSPIRE (INSPIRE, 2010). Este ciclo de vida é representado pelo *beginLifespanVersion* e *endLifespanVersion*. Enquanto o primeiro representa a data e hora em que o conjunto de dados geográficos é registado ou alterado, o segundo representa a data e hora em que esse conjunto de dados geográficos é substituído ou eliminado. Há a considerar ainda os atributos *voidable* presentes tanto na classe *ContourLine* como *ElevationVectorObject*. No caso do *ElevationVectorObject*. Os atributos *voidable* da classe *ContourLine* são os seguintes:

- ***contourLineType*:** refere-se ao tipo de curva de nível. Para isso foi definida uma enumeração (*ContourLineType*) dos tipos de curva que podem ser considerados para este atributo. Esta enumeração contém os valores *master* (curva de nível mestra), *ordinary* (curva de nível secundária) e *auxiliary* (curva de nível auxiliar, estimada ou interpolada, quando não existe informação suficiente para obter a altitude do lugar).

- ***downRight*:** este atributo permite identificar como se comportam as curvas de nível relativamente às adjacentes, tendo em consideração para este efeito o sentido da respetiva digitalização. Sendo um atributo do tipo booleano, os valores tomados ou são *true* (se verificarem a condição) ou *false* (se não verificarem a condição). O que se pretende é verificar se o *propertyValue* da curva de nível, que está à direita da curva em análise, é maior ou menor. Se o valor for inferior ao da curva em análise, considera-se *true*, caso contrário considera-se *false*. A figura 4 é um caso de *false*.

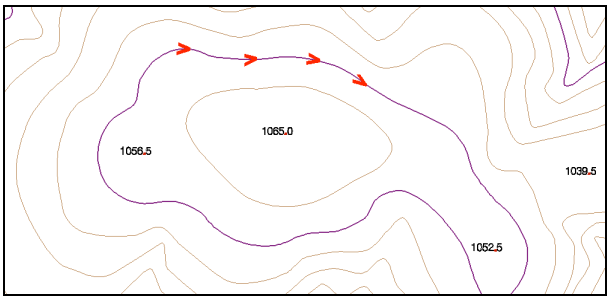


***Figura 4* – Exemplo de um caso false no atributo *downRight*. Analisada a curva de nível 1050, vetorizada no sentido dos ponteiros do relógio, a curva à sua direita tem *propertyValue* de 1060. Isto contraria a suposição do *downRight*, ou seja, a curva de nível tem *propertyValue* superior ao da curva em análise.**

O conceito de *voidable* decorre da necessidade de representação de realidades territoriais bastante diversas no território europeu. Apesar do seu preenchimento não ser obrigatório, ele é recomendável. O não preenchimento deste tipo de atributos obriga à justificação do motivo: *Unpopulated* e *Unknown*. Considera-se *Unpopulated* quando o atributo não foi anteriormente obtido para todos os objetos existentes no CDG a harmonizar e *Unknown* quando a inexistência desse dado decorre da impossibilidade de o obter para casos pontuais, aplicando os mesmos métodos de obtenção de todos os objetos dos CDG.

4. HARMONIZAÇÃO DE DADOS ALTIMÉTRICOS

O processo de harmonização de dados geográficos, no contexto da implementação da Diretiva INSPIRE, consiste na transformação dos dados que se encontram num determinado modelo de dados documentado, para um modelo de dados descrito na respetiva Especificação de Dados INSPIRE. As Especificações de Dados são definidas para cada tema e incluem o modelo de dados a adotar e ainda um catálogo de objetos a representar.

O presente estudo refere-se à informação altimétrica constante na cartografia oficial da Direção-Geral do Território. Concretamente foi utilizada a informação da SCN10k, reportada no relatório de monitorização de 2013, onde constam igualmente os produtos cartográficos das séries cartográficas nacionais nas escalas 1:50 000 e 1:500 000. O estado de execução da SCN10k está representado na figura 5.

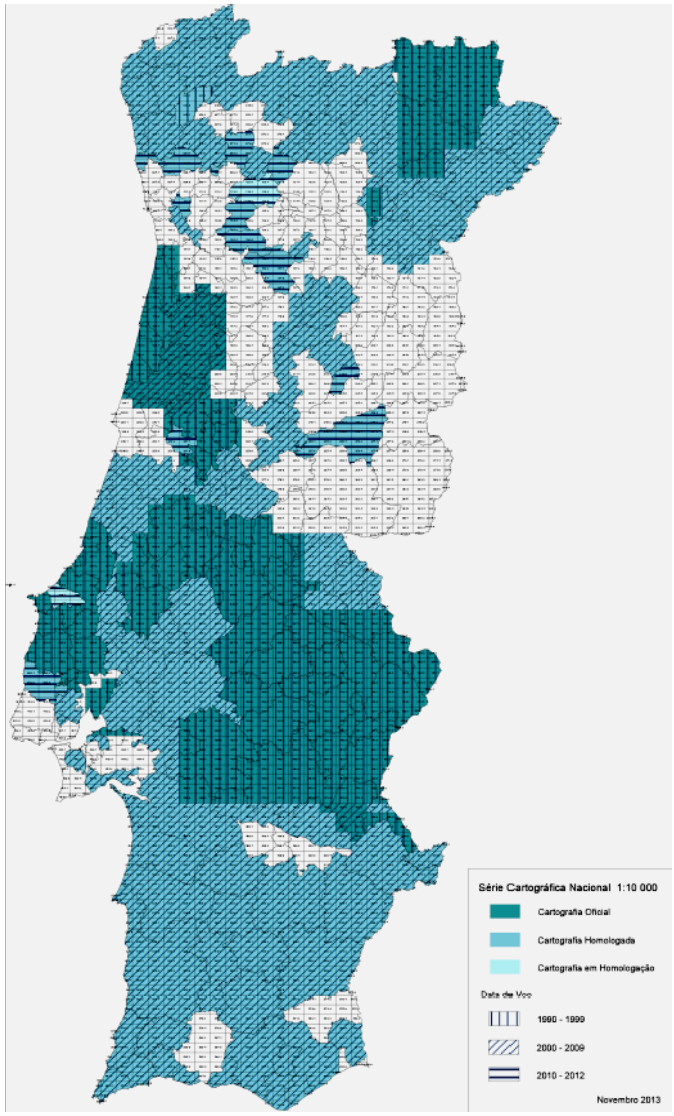


***Figura 5* – Enquadramento do estado de execução da Série Cartográfica Nacional na escala 1:10 000 (SCN10k)**

As técnicas de transformação dos dados dependem do modelo de origem dos dados, dos formatos e do referencial utilizado. No caso particular da informação altimétrica deve-se considerar ainda o referencial altimétrico. Para todos os CDG em apreço e na generalidade da cartografia de Portugal continental a referência é o

Datum Altimétrico de Cascais para todas as escalas consideradas. Como já referenciado em secção anterior, uma das principais exigências desta Especificação de Dados é a utilização do EVRS (para o território do Continente) como referencial altimétrico. A conversão de dados entre referenciais altimétricos não é objeto de estudo neste artigo, uma vez que é ainda um assunto em análise. Em relação ao sistema de referência planimético, a informação (neste caso a SCN10k) encontra-se em Hayford-Gauss/Datum 73, pelo que deve ser transformada para PTTM06/ETRS89, conforme já convencionado para o território português.

A figura 6 ilustra todos os passos executados na harmonização dos dados altimétricos e que influenciam o fluxo de adaptação da informação geográfica à Diretiva INSPIRE, desde a origem até à sua publicação em Serviços (WMS e WFS).



***Figura 6* – Conjunto dos processos executados na Harmonização de dados altimétricos.**

Um dos paradigmas que se altera com a entrada em vigor da Diretiva INSPIRE acontece ao nível do formato dos dados. Com a implementação desta Diretiva o formato CAD (neste caso particular o formato IGDS) deixa de ser o mais adequado. Pelos estudos realizados identificam-se duas ferramentas capazes de executar esta conversão, ambas pela via ETL (*Extract-Transform-Load*):

- FME: extensão existente para ArcGIS
- STETL: opera isoladamente por via de comandos

A informação em análise no processo aqui documentado (SCN10k) encontra-se no formato IGDS e obedece a um catálogo de objectos e um conjunto de especificações técnicas pré-estabelecido (http://www.dgterritorio.pt/cartografia_e_geodesia/regulacao/). A sua conversão para o formato *shapefile* permite substituir a classificação da informação geográfica, sob a forma de características gráficas e/ou codificação (tabela 1) por um conjunto de atributos. Com base nesses atributos e tendo em conta o respetivo catálogo de objetos é possível, de forma simples, realizar operações, como a seleção de determinado objeto.

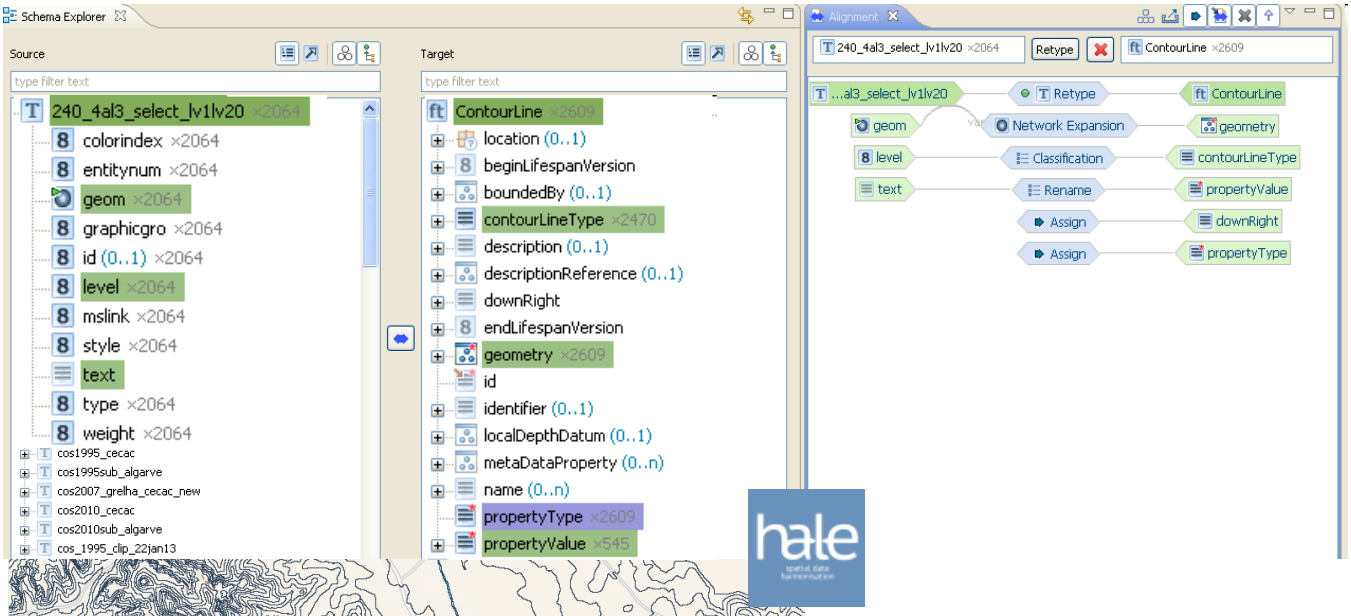
***Tabela 1* – Características gráficas das curvas de nível nas Especificações Técnicas da SCN10k.**

Código	Objeto	Tipo	Nível	Espessura	Cor	Repres. Gráfica
03010101	Curva nível mestra	Linha	20	1	5	Poligonal
03010103	Curva nível secundária	Linha	1	0	8	Poligonal

A tabela 1 ilustra as características gráficas associadas ao objeto "curva de nível". Com base neste conhecimento a informação é filtrada de todas as outras entidades existentes e que não representam curvas de nível. A utilização da linguagem SQL (*Structured Query Language*) permite fazer esta seleção, cujo resultado é posteriormente arquivado numa base de dados geográfica, acessível a partir de outras plataformas externas. A título de exemplo a organização em base de dados é útil para acesso via QuantumGIS ou via HALE.

O HALE (*Humboldt Alignment Editor*) é uma ferramenta de harmonização de dados criada no âmbito do projeto Humboldt e foi já utilizada em projetos anteriomente desenvolvidos na Direção-Geral do Território (e.g. NatureSDI*plus*). Em constante desenvolvimento, esta ferramenta permite atualmente a correspondência entre atributos do modelo de dados de origem, com o modelo de dados pretendido – particularmente o modelo publicado pela Diretiva INSPIRE. O CDG no modelo de dados de origem, é carregado para a aplicação, e de seguida os dados são migrados mediante o uso de funções de transformação que executam a conversão dos dados para o modelo INSPIRE. No âmbito desta transformação é realizada uma validação, em modo *on-the-fly*, que permite avaliar se a função de transformação aplicada é a adequada em relação aos atributos escolhidos entre modelos. Após a validação, torna-se possível exportar o ficheiro com os dados harmonizados no formato exigido pela Diretiva INSPIRE (GML 3.2.1). Este ficheiro pode ser posteriormente importado para uma base de dados geográfica, utilizado diretamente ou ser publicado como Serviço *web* (e.g. WMS ou WFS).

A figura 8 considera o mapeamento feito entre os conjuntos de dados originais e o modelo de dados publicado no âmbito da Diretiva INSPIRE para o tema Altitude. Este foi o caso prático aplicado no âmbito dos desenvolvimentos operados pela Direção-Geral do Território. Em ambiente HALE os dois modelos de dados (origem e INSPIRE) foram carregados, bem como a informação. Ao importar a informação é possível visualizar os CDG num mapa disponibilizado pela ferramenta. A transformação dos dados ocorre com as funções de transformação (designadas por *alignment*). No caso prático devem ser consideradas as funções *Retype*, *Network Expansion*, *Classification*, *Rename* e *Assgin*, definidas na figura 8. Estas funções pertencem a uma lista de funções do tipo *General* (gerais), *Geometric* (geométricas), INSPIRE (específicas da Diretiva INSPIRE), *Numeric* (numéricas) e *Others* (outras). No caso destas outras funções, o HALE permite a aplicação de funções desenvolvidas por qualquer utilizador, nos denominados *Groovy Scripts*.

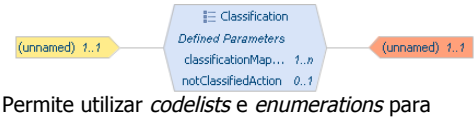




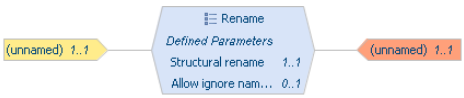
Mapeia as *feature* (do modelo de dados original para o modelo de dados INSPIRE)



Cria um *buffer* em torno de um objeto (com geometria associada)



Permite utilizar *codelists* e *enumerations* para classificar um objeto



Copia todas as propriedades de um atributo (do modelo de dados original) para outro atributo (do modelo de dados INSPIRE)



Atribui um valor fixo a um atributo dos objetos de um CDG (no modelo de dados INSPIRE), quando não haja correspondência no modelo de dados original.

Lista de funções de transformação utilizadas pelo HALE

General	Geometric	Inspire	Numeric	Others
Retype	Ordinates to Point	Inspire Identifier	Mathematical Expression	Groovy Scripts
Merge	Network expansion	Geographical Name	Generate sequential ID	
Join	Calculate Length			
Date extraction	Calculate Area			
Rename	Centroid			
Assign				
Classification				
Formatted string				

***Figura 8* – Harmonização dos CDG na ferramenta HALE. A correspondência foi realizada com funções de transformação apropriadas, cuja definição se indica na figura.**

5. SERVIÇOS WEB PARA PUBLICAR DADOS ALTIMÉTRICOS

Uma das principais pretensões da Diretiva INSPIRE consiste na publicação de dados geográficos em serviços *web* (figura 7). Estes serviços servem o propósito da partilha da informação geográfica através da *web* para os utilizadores. Esta disponibilização pode ser gratuita ou ter custos associados. Existem diversos tipos de serviços, segundo as normas publicadas pelo OGC (*Open Geospatial Consortium*).

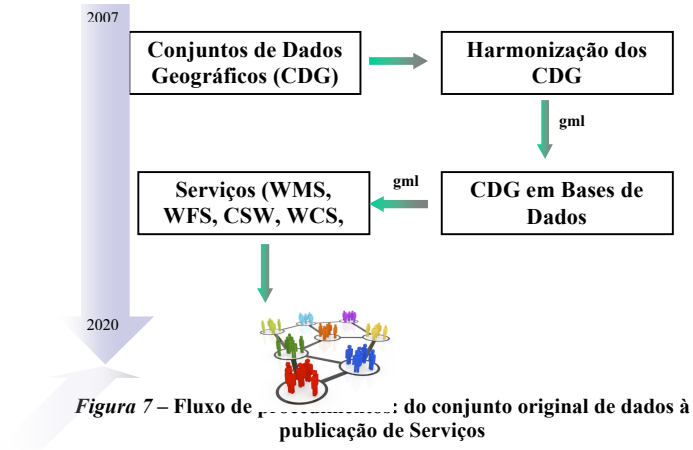


***Figura 7* – Fluxo de [illegible]: do conjunto original de dados à publicação de Serviços**

A utilização dos Serviços é realizada a partir de um *link* (URL), disponibilizado pelo produtor de dados, que pode ser interpretado por diversos tipos de ferramentas SIG. Existem regras estabelecidas para a criação deste URL que se encontram publicadas num guia de apoio (Mariano *et. al*, 2010), produzido pelo grupo de trabalho transversal, um dos grupos criado no âmbito do plano de ação nacional para a implementação da diretiva INSPIRE, que conduziu igualmente à criação de 10 grupos temáticos focados no estudo das especificações de dados e sua aplicação aos CDG e serviços, da responsabilidade das instituições que deles fazem parte (Rizonne *et. al,* 2012). A constituição dos grupos de trabalho resultou do agrupamento das instituições da Rede de Pontos Focais INSPIRE responsáveis pelos mesmos temas, considerando também a afinidade de conteúdos entre os temas. O grupo transversal, por seu turno, foi criado com o intuito de explorar a vertente tecnológica, tendo começado por se centrar em duas componentes transversais do INSPIRE: Metadados e Serviços. Um exemplo de um tipo de URL definido de acordo com as estas normas será: http://servidor.institucional.pt/wms/temaINSPIRE, em que se identifica a instituição responsável pelo serviço, o tipo de serviço e o tema INSPIRE a que se refere.

Nos serviços de visualização consideram-se os WMS (*Web Map Service*), que apenas permitem ao utilizador visualizar a informação, sem a possibilidade de descarregar os dados de origem. Há que considerar também os WMTS (*Web Map Tile Service*), que permitem definir como a informação é carregada para a *web*, com o carregamento da informação a ser faseado e dividido por mosaicos, definidos em função do nível de resolução da informação geográfica disponibilizada a cada momento.

Nos serviços de *download* consideram-se os WFS (*Web Feature Service*) que, para além da visualização propriamente dita, permitem ao utilizador descarregar a informação geográfica através de uma ferramenta SIG.

Outros serviços como os CSW (*Catalogue Services for the Web*) estão integrados na lista de serviços da Diretiva INSPIRE, mas neste caso apenas para pesquisa de dados geográficos publicados e com metadados associados. Estes metadados seguem um perfil também aprovado no âmbito da Diretiva INSPIRE. No caso da harmonização dos dados, como se verifica em secção anterior neste artigo, um ficheiro de metadados (xml) é anexado ao conjunto de dados harmonizados, durante a exportação realizada na ferramenta HALE.

São ainda considerados os serviços WPS (*Web Processing Services*) que correspondem a serviços de transformação *on-the-fly*, como é o caso da mudança do sistema de referência. Outro dos WPS já desenvolvidos é o *Edge Matching Service*, que permite corrigir desalinhamentos entre informação geográfica proveniente de diferentes fontes, unindo informação vetorial que inicialmente estaria sem ligação, uma inconsistência típica quando se pretende juntar informação geográfica de produtores diferentes. A utilização destes serviços deverá ser realizada criteriosamente, uma vez que promovem uma manipulação efetiva do posicionamento dos dados, com todas as implicações associadas a este facto.

A Diretiva INSPIRE prevê ainda os WCS (*Web Coverage Service*) dada a sua utilização nos conjuntos de dados geográficos do tipo *raster,* todavia este tipo de serviço não está ainda regulamentado na Diretiva. Estes permitirão publicar *GML Coverage functions*, que no caso da Altitude se constituirão como alternativa ao formato TIFF, normalmente usado para a representação dos Modelos Digitais de Terreno. As *coverages* representam fenómenos com várias dimensões, de que são exemplo a componente geográfica e a componente temporal. (Tabela 2). Aguarda-se ainda que a Diretiva INSPIRE regule os WCS conforme fez em relação aos restantes serviços. Espera-se, contudo, que a transformação entre os atuais *raster* e as futuras *coverages*, seja simplificada com a aplicação do WCS-T (*transactional*), que permitirá adicionar ou modificar dados de *coverage*.

***Tabela 2 – GML Coverage functions* utilizadas no âmbito da Diretiva INSPIRE (INSPIRE, 2013)**

Abstract coverage types
CV_Coverage
CV_DiscreteCoverage
CV_Coverage
Discrete coverages
CV_DiscretePointCoverage
CV_DiscreteGridPointCoverage
CV_DiscreteCurveCoverage
CV_DiscreteSurfaceCoverage
CV_DiscreteSolidCoverage
Discrete coverages
CV_ThiessenPolygonCoverage
CV_ContinousQuadrilateralGridCoverage
CV_HexagonalGridCoverage
CV_TINCoverage
CV_SegmentedCurveCoverage

Os serviços podem ser alimentados através de bases de dados ou através de ficheiros GML. No fluxo de procedimentos, proposto neste artigo (figura 6), ambas as vias são possíveis, dado que por um lado a ferramenta HALE gera um ficheiro GML (em versão 3.2.1) após a harmonização dos dados, por outro lado esse GML pode ser carregado diretamente na base de dados geográfica (desde que compatível com a versão 3.2.1 do GML).

A Especificação de Dados relativa à Altitude refere ainda a grelha utilizada para a geração dos mosaicos (WMTS). Esta grelha varia no espaçamento, em função da latitude do lugar. No caso de Portugal, por se situar entre as latitudes 0º e 50º, a grelha tem o mesmo espaçamento tanto em latitude, como em longitude. Esta grelha (designada por ETRS89-GRS80zn) estima o tamanho do mosaico (em segundos de arco), em função da resolução do *pixel* do Modelo Digital de Terreno. Por exemplo se a resolução do *pixel* no terreno corresponder a 3 metros, significa que em latitude e longitude o espaçamento da grelha corresponde a aproximadamente 0,1 segundos de arco, correspondente ao nível

18 de resolução do WMTS. O WMTS varia entre o nível de resolução 0 (3600 segundos de arco) e o nível de resolução 24 (0,003 segundos de arco).

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Concluída a elaboração e publicação das normas INSPIRE que regem a harmonização de dados e serviços de dados geográficos, com a adoção recente das disposições de execução relativas à interoperabilidade de CDG e serviços dos Anexos II e III, decorre o segundo terço da calendarização prevista para a implementação da Diretiva em cada EM, com conclusão estipulada para o ano de 2020.

A participação da DGT em projetos Europeus focados na aplicação da diretiva INSPIRE, tem sido de grande relevância no suporte aos desenvolvimentos necessários para absorver os requisitos da diretiva, nomeadamente no que se refere aos processos e ferramentas de harmonização de dados geográficos.

Particularmente o tema Altitude apresenta limitações na sua harmonização e publicação, por motivos objetivos:

- Ainda não existe maturidade nas ferramentas que permitam manipular as *GML Coverage Functions*;
- Não existe publicação de documentação oficial sobre a implementação dos serviços WCS;
- A comunidade técnica só muito recentemente se começou a debruçar sobre os temas dos Anexos II e III e ainda existem poucos casos de estudo relativamente ao tema Altitude;

Além dos motivos anteriormente apresentados, a adoção do referencial altimétrico único não está ainda suficientemente explorada. A abordagem deste tema no futuro permitirá resolver um dos passos da harmonização, nomeadamente a pré-preparação dos dados.

Apesar da generalidade das ferramentas estar cada vez mais em conformidade com as exigências da Diretiva INSPIRE, a sua falta de maturidade conduz a tentativas de harmonização e publicação dos CDG ainda incompletas. A obrigação de usar o formato GML em vez de formatos fechados vem alterar o paradigma, mas também criar alguns obstáculos. A maioria das ferramentas na área da informação geográfica está já preparada para o formato GML, mas nem todas para a versão 3.2.1 deste formato.

Desse ponto de vista o HALE é uma ferramenta totalmente orientada para os desenvolvimentos da Diretiva INSPIRE e cada vez mais aberta à interligação com outras ferramentas (e.g. FME). A sua utilização constitui a clara aposta no recurso a ferramentas *open-source* neste estudo, uma alternativa viável e adequada, tendo em conta os recursos financeiros disponíveis nas instituições públicas. Outras ferramentas *open-source* têm vindo a surgir no contexto da diretiva (e.g. STETL), pelo que a esse nível se poderá registar algum otimismo quanto à implementação das atividades requeridas dentro dos prazos estabelecidos.

A implementação da Diretiva INSPIRE é um esforço europeu comum, que decorre paralelamente com outras iniciativas, como a iniciativa *Copernicus*, na área da Observação da Terra. Este esforço europeu, para harmonizar os dados e publicá-los em serviços, implicará um forte esforço na adaptação e harmonização dos dados existentes. A execução de trabalhos que documentem fluxos de procedimentos, como o que aqui se apresentou, permitirá aos produtores e detentores de dados minimizar esse esforço, adotando os modelos de dados mais convenientes para cada tema previsto na Diretiva INSPIRE.

7. REFERÊNCIAS

Barreira, E., Fonseca, A., Gomes, A.L., Furtado, D. (2012): "Harmonização de dados INSPIRE em Portugal: uma abordagem à temática da Conservação da Natureza", JIIDE 2012 – III Jornadas Ibéricas de Infra-estruturas de Dados Espaciais, Madrid, Outubro 2012

BKG (2014): "EUVN – European Vertical Reference Network". http://www.bkg.bund.de/nn_164776/geodIS/EVRS/EN/Projects/01EUVN/euvn__node.html__nnn=true

Decreto-Lei nº 180/2009, de 7 de Agosto. Diário da República Série I, nº 152.

Gomes, A. L, Santos, A. S., Fonseca, A., Silva, H., Furtado, D., Vale, M. J., (2013): "Monitoring and Reporting INSPIRE Directive in Portugal", INSPIRE 2013: The Green Renaissance, Florence, Italy, 23 - 27th June 2013

INSPIRE Generic Conceptual Model (2010): (D2.5,Version 3.3), http://inspire.jrc.ec.europa.eu/.

INSPIRE Data Specification on Elevation – Technical Guidelines (2013): (D2.8.II, Version 3.0), http://inspire.jrc.ec.europa.eu/.

Jornal Oficial da União Europeia (2007): "Directiva 2007/2/CE do Parlamento Europeu e do Conselho, de 14 de Março de 2007, que estabelece uma infra-estrutura de informação geográfica na Comunidade Europeia (Inspire)", (http://eurlex.europa.eu/LexUriServ/LexUriServ.do?uri=OJ:L:2007:108:0001:0014:PT:PD)

Mariano, A.C., Furtado, D., Antunes, L., Leitão, N., (2011): "Guia de apoio para a configuração e publicação de Serviços de Visualização INSPIRE-PT v1.0", Grupo de Trabalho Transversal INSPIRE, IGP. http://snig.igeo.pt/Portal/docs/PT_INSPIRE_WMS_v1.0.pdf

Rizzone, A.S., Gomes, A.L., Fonseca, A., Silva, H., Furtado, D., Geirinhas, J. (2012): Papel dos Municípios no INSPIRE, 7ª Jornadas de Gestão do Território e 2ª Jornadas Técnicas de SIG, Instituto Politécnico de Tomar, 28 e 29 de maio de 2012.

Santos, A., Fonseca, A. (2010):. "Temas dos Anexos da Directiva INSPIRE – que Autoridades Públicas são Responsáveis?", Actas da Conferência JIIDE2010 – Primeiras Jornadas Ibéricas de Infra-estruturas de Dados Espaciais, Lisboa, 12 páginas, 27 a 29 de Outubro de 2010.

Vasconcelos, M. (2001): "Ajustamento da Rede de Nivelamento de Alta Precisão". Documento Técnico. Instituto Português de Cartografia e Cadastro

Avaliação da viabilidade do uso de UAVs para gravimetria aérea
Assessing the feasibility of using UAVs for airborne gravimetry

Luísa Bastos[1,2,3], Wenlin Yan[1], Américo Magalhães[1], Diogo Ayres-Sampaio[1]
[1]Observatório Astronómico, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Alameda do Monte da Virgem, 4430-146 V.N. Gaia, lcbastos@fc.up.pt
[2]Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Rua do Campo Alegre, 687, 4169-007 Porto
[3]Centro Interdisciplinar de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Porto, Rua dos Bragas, 289, 4050-123 Porto

SUMMARY

Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) represent a promising alternative to traditional (manned) aircraft as a remote-sensing platform. Traditionally, airborne gravimetry systems based on a combination of a Global Navigation Satellite System (GNSS) receiver and a strapdown inertial measurement unit (IMU), rely on high-quality inertial systems. However, due to payload weight, size, and dimensions, and also due to power requirements, UAVs are compelled to use low-cost IMUs. This study is focused on the implemention of a strapdown gravimetry system based on the integration of a GNSS receiver with a low-cost IMU (i.e., a GNSS/IMU integrated system) for scalar gravimetry. The specificities of the IMUs sensors used and the possibilities for their application in the design of an UAV strapdown gravimetry system are presented. The gravity disturbance was determined as part of an inertial navigation solution, using an Extended Kalman Filter (EKF). Data collected in a dynamic environment during several field campaigns were used to evaluate the performance of three IMUs: Litton LN-200; Crossbow AHRS440; Xsens MTi. Morever, these data was used for tuning the models of the different IMUs, since in high dynamic applications the error specifications may differ from those given by the manufacturer. The implemented algorithms and models allowed the estimation of the gravity disturbances using the medium-cost tactical grade Litton. As for Crossbow and Xsens, the airborne results showed that they do not allow medium resolution gravity estimation (i.e. down to 5 km) and thus they are not suitable for use in scalar strapdown airborne gravimetry. However, the results achieved for the attitude and heading may prove sufficiently accurate for orientation estimation in scalar airborne gravimetry. Using proper filtering of the data and augmenting these IMUs (Crossbow or Xsens) with a better performing accelerometer in the down direction may still yield a low-cost system for estimation gravity from a UAV.

1. INTRODUCTION

Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) are an efficient alternative to traditional (manned) aircraft, namely as a remote-sensing platform for Earth observation and monitoring.

Airborne gravimetry is a cost-effective technique to survey regional areas in a relatively short time and can be used to complement the low-resolution information of the gravity field from satellite missions (> 150 km).

The feasibility of SAG (Strapdown Airborne Gravimetry), has already been proven by several groups (Bruton, 2000). In particular, the group from the Astronomical Observatory of the University of Porto (AOUP) has demonstrated the possibility of doing SAG using a Litton 200 (LN-200) Inertial Measurement Unit (IMU) (Bastos et al., 2000; Deurloo, 2011). SAGs are systems based on a combination of GNSS (Global Navigation Satellite System) and strapdown IMU (Inertial Measurement Unit) technologies, i.e., GNSS/IMU integrated systems.

The aim of the PITVANT (*Projecto de Investigação e Tecnologia em Veículos Aéreos Não-Tripulados*) project is the development and demonstration of tools and technologies for UAV applications. In the scope of this project, funded by the Portuguese Ministry of Defense, the AOUP is investigating, among others, the possibility to use an UAV platform for strapdown airborne scalar gravimetry. The challenge is therefore to implement a low-cost SAG system, which can be used in a UAV allowing the achievement of useful results for regional geoid mapping and improvement.

Due to the UAVs' limitations, namely, payload weight, payload size, payload dimensions and power requirements, only strapdown scalar gravimetry is considered. To achieve our goal towards the definition of a possible architecture for an UAV SAG system, the performance of different IMUs (Litton LN-200, Crossbow AHRS440 and Xsens MTi) was assessed using data collected in a dynamic environment during field campaigns.

The algorithms implemented are based on the so called inertial navigation approach where the gravity disturbances are estimated as part of an inertial navigation solution using an extended Kalman filter (EKF), as this method has proven to be effective in previous studies with GNSS/IMU systems (Deurloo, 2011).

The results from field campaigns are presented here showing the performance of the different IMUs.

2. AIRBORNE GRAVIMETRY WITH low-cost IMUs

With the aim of reducing the costs associated with airborne mapping systems, including airborne gravimetry, the AOUP group has been developing GNSS/IMU systems based on medium-quality, tactical grade, IMUs. These type of systems have the advantage that they can also be deployed in UAVs (Deurloo et al., 2011a).

An INS (Inertial Navigation System) or IMU is typically graded based on the performance of the accelerometers and angular rate sensors:

- Navigation grade: gyro bias stability < 0.1 °/hr; accelerometer bias stability < 100 μg;
- Tactical grade: gyro bias stability [0.1-10] °/hr; accelerometer bias stability [5 - 1000] μg.

There are limitations when dealing with tactical grade systems. The lower sensor performance (e.g. bias stability, scale factor error, random noise) has consequences for its usability and in the processing method to adopt. Due to the poor performance of the angular rate sensors, the use of tactical grade systems is limited to the estimation of the vertical component, i.e., scalar gravimetry. Furthermore, these systems cannot be expected to achieve the same level of accuracy as the navigation grade systems due to their higher accelerometer noise. However, with correct modelling and processing, they can still provide useful results for mapping of the gravity field, as was shown in Bastos et al. (2000) and Deurloo (2011).

3. DATA AND RESULTS

In order to define the PITVANT SAG system architecture, the performance of different IMUs was evaluated.

Several field campaigns were performed in order to test and evaluate the equipment and the performance of the processing algorithms. The IMUs evaluated for use in PITVANT were (Figure 1):

- Litton LN-200, a medium-cost tactical-grade IMU (200Hz);
- Crossbow AHRS440, a relatively low-cost high-end MEMS IMU (100Hz);
- Xsens MTi, a low-cost high-end MEMS IMU (100Hz).



Figure 1 **- The CASA Aviocar and the IMUs (Litton, Crossbow, and Xsens) and GNSS used.**

Due to its superior quality, the Litton LN-200 (with fiber optic gyros and micro-machined accelerometers) original data were taken as the reference as we have proved before the feasibility of using this sensor for strapdown scalar gravimetry (Bastos et al., 2000; Deurloo, 2011).

Data were collected during airborne campaigns, performed in 2010 and 2011 in the region around Lisbon, Portugal.

The tests were done in cooperation with the Portuguese Air Force (PAF) and performed with Squadron 401 "Cientistas" at the Montijo Air Force base.



Figure 2 **- Flight track during the 2011 test campaign.**

Due to the lower cruise speed of an UAV, the relation between the gravity signals and the system noise show specific aspects which, depending on the IMU noise characteristics, may be an advantage or disadvantage. While for the Litton the lower speed is a disadvantage, making recovery of the shorter wavelengths (< 10 km) difficult, for the Crossbow it is an advantage, making the gravity signal available as shown in Deurloo et al. (2011b). However, the system noise for the Crossbow is such that only the long wavelength information (> 50 km) might be recovered. GNSS measurements with low noise contribute for the improvement of the performance of the system, allowing the recovery of shorter wavelengths. In this respect, the availability of Galileo data is therefore expected to bring new possibilities for SAG in the near future.

For the evaluation of the different IMUs used in PITVANT, and for the selection of the most appropriate EKF configuration, the data from the September 2011 test flight, as well as data from terrestrial tests, were used. Due to problems in the data acquisition system, the data from the 2010 test could not be used to properly evaluate the suitability of the Crossbow AHRS440, which was the main sensor being evaluated for use in PITVANT for airborne gravimetry.

Several EKF filter configurations were investigated, such as a 16-state filter, a 19-state filter and a 24-state filter (Deurloo, 2011). The results presented in Figures 3–5 were obtained using a 16-state filter to estimate the gravity disturbances.

The fact that the recovery of short (< 10 km) to medium (< 50 km) wavelength gravity information is problematic with the Crossbow IMU is confirmed by the results from the flight test. Figure 3 shows the low-pass results (wavelengths > 5 km) for the complete 2011 test flight.

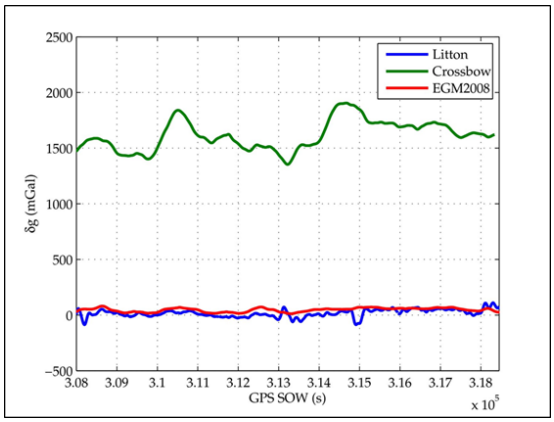


Figure 3 **- Gravity disturbance estimates as a function of GPS time for the September 2011 test flight.**

The Crossbow IMU clearly shows only system noise, which has its source mainly in the (white) noise of the accelerometers.

As expected, the Litton IMU performs quite well and results are well in agreement with the EGM2008 gravity model (Pavlis et al., 2008) as shown in Figure 4.

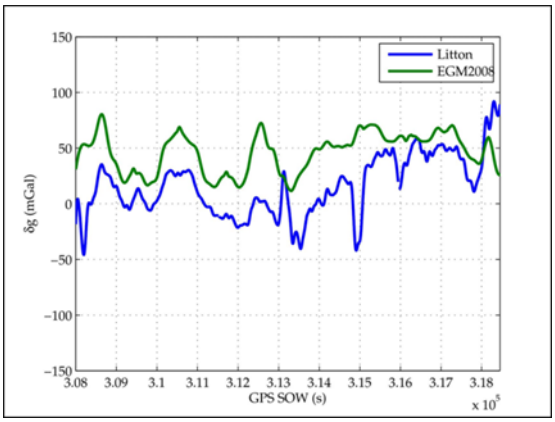


Figure 4 **- LN-200 results for the gravity disturbance compared with EGM2008.**

Figure 5 shows the results for the overlapping flight lines, shown in Figure 2, together with the expected values from the EGM2008 gravity model. Apart from a 24.8 mGal bias, the general shape of the Litton IMU result matches well with the EGM2008 gravity model. There are discrepancies that can be seen in the right side of Figure 5, in the [-9.25, -9.05] longitude interval, but this is mainly due to the fact that the flight lines do not overlap exactly. This was caused by the fact that the airplane had no autopilot making it difficult to repeat exactly the same profile.

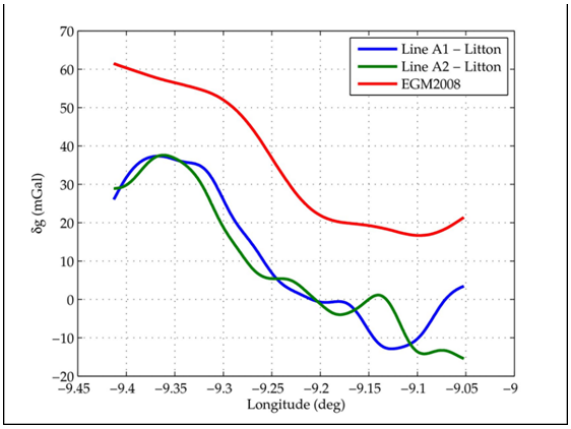


***Figure 5* - Gravity disturbance estimates for the 16-state EKF as a function of longitude for flight line A.**

Note also that the EGM2008 model only provides wavelengths down to 20 km.

Table 1 shows the statistics of the difference between the two overlapping flight lines. The final performance obtained was a standard deviation of 6.1 mGal for a spatial resolution of 5 km (half-wavelength). Better results can be expected when using flight lines that better overlap.

***Table 1* - Statistics for the overlapping flight lines.**

	Mean (mGal)	Std (mGal)
Litton	-1.5	6.1

The best results were obtained with an EKF using the following models:

- Inertial sensors: constant biases only;
- Gravity (disturbance): random-walk model.

The algorithms and models implemented confirmed the possibility of estimating (scalar) gravity using the medium-cost tactical grade Litton LN-200, even in bad flight conditions as was the case of the 2011 campaign where the flight was done in the early to midafternoon on a very hot day and there was a significant amount of turbulence.

As mentioned before, in the flight tests we had some problems with the acquisition of measurements from the IMUs. Therefore, in order to compare the performance of the Xsens IMU with the other two IMUs we have used measurements from terrestrial tests. With that purpose, the three IMUs were mounted on the same iron platform as show in Figure 6.



***Figure 6* - IMUs setup in the terrestrial platform.**

The test results showed that with proper modelling of the sensor errors, and using a 31-state filter configuration, interesting results could be achieved also with the IMU Xsens MTi.

Taking the Litton as a reference, Table 2 shows the statistics of the comparison between the Crossbow and the Xsens attitude solutions. As can be seen, the quality of the results is identical with both IMUs. The Xsens MTi revealed a performance similar to the Crossbow in spite of its much lower price.

***Table 2* - Comparisons with Litton's attitude solution.**

IMU	Roll (º)		Pitch (º)		Heading (º)	
	Mean	Std	Mean	Std	Mean	Std
Xsens	-0.15	0.18	0.09	0.16	-0.03	0.53
Crossbow	-0.03	0.26	-0.03	0.20	0.03	0.76

4. CONCLUSION

From the tests performed we could conclude that both the Xsens MTi IMU and the Crossbow AHRS440 IMU do not allow medium resolution gravity estimation (i.e. down to 5 km) and are therefore not suitable to be used alone in strapdown airborne gravimetry. The main problem with these low-cost sensors is the high acceleration noise. However, the results achieved for the attitude and heading may prove sufficiently accurate for orientation estimation in scalar airborne gravimetry. Using proper filtering of the data, and augmenting these IMUs (Crossbow or Xsens) with low-noise accelerometers to improve the gravity estimation in the vertical direction, may still allow the exploitation of a miniaturized low-cost system for gravity estimation. This would make possible to implement a SAG in a UAV. In the scope of the PITVANT project, work is being developed following this type of approach.

Because of the use of low-cost IMU the accuracy of GNSS solutions play an import role in the processing method. Better position and velocity updates should allow an improvement of the integrated solution.

5. REFERENCES

Bruton, A.M. (2000): Improving the Accuracy and Resolution of SINS/DGPS Airborne Gravimetry, Ph.D. dissertation, Department of Geomatics Engineering, The University of Calgary, Canada, December 2000.

Bastos, L., P. Tomé, T. Cunha, and S. Cunha (2000): Gravity Anomalies from Airborne Measurements – Experiments Using a Low-cost IMU. *In Proc. of Gravity, Geoid and Geodynamics, IAG Symposium 123*, 253–259.

Deurloo, R. (2011): Development of a Kalman Filter Integrating System and Measurement Models for a Low-cost Strapdown Airborne Gravimetry System., Ph.D. dissertation, Department of Geosciences, Environment and Spatial Planning, Faculty of Sciences, University of Porto, Portugal, March 2011.

Deurloo, R., L. Bastos, Y. Geng, and W. Yan (2011a). Evaluation of low and medium-cost IMUs for airborne gravimetry with UAVs, presented at AGU Fall meeting, San Francisco, U.S.A., December 2011.

Deurloo, R., L. Bastos, and M. Bos (2011b). On the Use of UAVs for Strapdown Airborne Gravimetry. In *Proc. of Geodesy for Planet Earth, IAG Symposium 136*, 255-261, edited by S. Kenyon et al., Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Pavlis, N.K., S.A. Holmes, S.C. Kenyon, and J.K. Factor (2008). An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. Presented at the 2008 General Assembly of the European Geoscience Union, April 2008.

Análisis de bibliotecas de alto rendimiento de álgebra numérica para CPU y GPU
Analysis of high performance numerical algebra libraries for CPU and GPU

J. L. G. Pallero
ETSI en Topografía, Geodesia y Cartografía. Universidad Politécnica de Madrid. jlg.pallero@upm.es

SUMMARY

In most of geodesic and geophysical computations matrix operations are indispensable. Especially in inverse and forward modelling problems, most of the computational cost is employed in operations as matrix multiplication, factorizations (LU, Cholesky, QR) and resolution of systems of equations. Due to the nature of the employed algorithms, as the number of data and problem dimensions increase also increases the computational cost in a greater proportion, in most cases up to a factor of N^3. Therefore, it is essential to have optimized algorithms in order to exploit all avaiable resources and minimize the required computational time.
In this work the efficiency of some high performance numerical algebra libraries is analized in order to evaluate the state of the art in this field. Given a set of frequently used operations in Geodesy and Geophysics, the efficiency and the scalability of the corresponding algorithms are checked, for which matrices of different sizes are used. The tests are performed using CPU and GPU, being the latest widely used nowadays in high performance computing. Finally, a set of graphics showing the behaviour and efficiency of the checked implementations are obtained.

1. INTRODUCCIÓN

En la mayoría de los cálculos geodésicos y geofísicos las operaciones matriciales son imprescindibles. Especialmente en la resolución de problemas inversos y de modelización directa, gran parte del coste computacional se emplea en multiplicaciones, factorizaciones (LU, Cholesky, QR) y resolución de sistemas de ecuaciones. Dada la naturaleza de los algoritmos empleados, a medida que el número de datos y las dimensiones del problema aumentan el coste computacional lo hace en una proporción mucho mayor, casi siempre en un factor de hasta N^3. Por todo ello, es esencial el empleo de algoritmos optimizados, que aprovechen al máximo los recursos disponibles con el fin de minimizar el tiempo de cálculo requerido.

En este trabajo se analiza la eficiencia de una serie de bibliotecas de alto rendimiento de álgebra numérica para entornos de memoria compartida, con el propósito de evaluar el estado del arte en este campo, y se utiliza hardware estándar de consumo a fin de valorar las posibilidades actuales en computación de alto rendimiento de sistemas no especializados. Dado un conjunto de operaciones frecuentemente empleadas en los campos de la Geodesia y la Geofísica, se aborda la ejecución de los algoritmos correspondientes con matrices de distintos tamaños, utilizando las diferentes bibliotecas disponibles, tanto para CPU como para GPU.

2. LAS BIBLIOTECAS BLAS Y LAPACK

Las bibliotecas BLAS y LAPACK son actualmente estándares de facto para cálculo matricial por computadora. Si bien las diversas implementaciones existentes pueden variar internamente en cuanto a código y diseño general de los algoritmos, se define una interfaz detallada y estable, por lo que una gran mayoría de las bibliotecas en el mercado se atiene a ella.

Los comienzos de BLAS [1] (*Basic Linear Algebra Subprograms*) datan de 1979 (Lawson et al., 1979). En los años subsiguientes, el conjunto de rutinas que la conforman, debido a la evolución en las arquitecturas de los microprocesadores, se fue ampliando (Blackford, 2002; Dongarra et al., 1988a,b, 1990a,b; Dongarra, 2002), hasta convertirse en la actualidad en el estándar de facto para la realización de operaciones básicas con vectores y matrices. La implementación de referencia está programada en Fortran 77, aunque también se dispone de interfaces estandarizadas para Fortran 95 y para el lenguaje C que, no obstante, hacen llamadas internas a la versión en Fortran 77. Dicha versión de referencia está licenciada como *freely available*, lo cual permite el acceso al código fuente, su modificación sin restricciones y su inclusión en cualquier software, tanto libre como privativo, reconociendo la autoría original. Por todo ello, BLAS es software libre.

Internamente, BLAS se estructura en tres niveles, atendiendo al tipo de operandos involucrados en los cálculos:

- Nivel 1: Operaciones escalar-vector y vector-vector,
- Nivel 2: Operaciones matriz-vector,
- Nivel 3: Operaciones matriz-matriz.

Con el fin de optimizar recursos, la biblioteca contempla los siguientes tipos de matriz: matriz general (código GE), matriz simétrica (general -SY-, banda -SB- y empaquetada -SP-), matriz triangular (general -TR-, banda -TB- y empaquetada -TB-) y matriz banda general (GB). En el tipo general, las matrices ocupan un espacio en memoria igual a sus dimensiones y almacenan todos los elementos, aunque en el caso de matrices simétricas y triangulares las funciones no acceden a los datos correspondientes a una de las partes triangulares. El tipo empaquetado está reservado a las matrices simétricas, triangulares y banda (generales o no), y sólo almacena los datos necesarios para realizar los cálculos. En cuanto a los tipos de dato, BLAS está definida para reales en simple (código S) y doble (D) precisión, y para datos complejos, también en precisiones simple (C) y doble (Z). De esta forma todas las funciones de los niveles 2 y 3, es decir, aquéllas que involucran matrices, tienen un nombre compuesto por 5 caracteres en la forma ABBCC, de los cuales (1) el primero de ellos indica el tipo de dato: S, D, C y Z, (2) los dos siguientes identifican el tipo de matriz de trabajo: GE, SY, SB, SP, TR, TB, TP y GB, y (3) los dos últimos identifican el tipo de operación a realizar: MM, por ejemplo, para multiplicación matricial.

En cuanto a las funciones a evaluar, en este trabajo se utilizarán los productos de tipo de dato real en doble precisión denominados como DGEMM y DSYRK. El producto matricial es habitualmente utilizado en pruebas de rendimiento debido a que somete al procesador a un trabajo intensivo y es fácilmente paralelizable, lo que permite estudiar en profundidad todas las capacidades de cómputo de un sistema. DGEMM se define como $C = \alpha AB + \beta C$, donde α y β son escalares y A, B y C son matrices generales[2], de dimensiones *MxK*, *KxN* y *MxN*, respectivamente. Por su parte, la función DSYRK realiza la operación $C = \alpha A^T A + \beta C$, donde α y

1 http://www.netlib.org/blas/.

2 En realidad, la función admite que las matrices A y B puedan ser traspuestas o no, lo que da un total de cuatro posibles combinaciones para DGEMM: $AB, A^TB, AB^T y A^TB^T$.

β son escalares, *A* es una matriz general[3], de dimensiones *NxK,* y *C* es una matriz simétrica general, de dimensiones *NxN*.

Quedan de este modo definidas dos operaciones muy comunes en Geodesia y Geofísica, especialmente en los pasos intermedios en problemas de ajuste de ecuaciones lineales. Adoptando los valores $\alpha = 1$ y $\beta = 0$, el número de total de operaciones (FLOPS, *floating point operations*) realizadas por cada función es (Blackford et al., 1999):

- DGEMM: $2 \cdot M \cdot K \cdot N$, (1)
- DSYRK: $K \cdot N \cdot (N + 1)$, (2)

donde se puede ver que el orden de complejidad es $O(N^3)$. Si bien existen algoritmos de multiplicación matricial cuyo número de operaciones es menor que el indicado, como, por ejemplo, el de Coppersmith-Winograd (Coppersmith y Winograd, 1990), de complejidad $O(N^{2.376})$, la función DGEMM siempre implementa el algoritmo clásico $O(N^3)$. Esto es debido a que técnicas como la indicada, aunque más eficientes, pueden producir inestabilidades y dar lugar a resultados menos precisos que los evaluados con el método genérico (Higham, 1992; Li et al., 2011).

La biblioteca LAPACK [4] (*Linear Algebra Package*) fue publicada por primera vez en 1992 (Anderson et al., 1999) y es una evolución de los antiguos paquetes LINPACK[5] y EISPACK[6]. Es una colección de funciones orientada a la resolución de sistemas de ecuaciones, problemas de valores singulares, y otros problemas del álgebra numérica que, al igual que BLAS, conforma un estándar de facto en cuanto a su interfaz se refiere. La versión de referencia está actualmente escrita en Fortran 77 y Fortran 90, siendo la interfaz, no obstante, la misma para ambos lenguajes. No existe una versión unificada para el lenguaje C, presentando variantes según la implementación. Se encuentra bajo la licencia BSD de 3 cláusulas[7], lo que permite el acceso a su código y su modificación, así como su inclusión en cualquier tipo de software. Esto convierte en software libre a la versión de referencia.

LAPACK está jerarquizada en tres categorías:

- *Driver routines:* Resuelven un problema completo, como los sistemas por mínimos cuadrados, por ejemplo.
- *Computational routines:* Resuelven una tarea concreta, como la descomposición LU, Cholesky, etc. Cada *driver routine* ejecuta una serie de *computational routines.*
- *Auxiliary routines:* Realizan cálculos auxiliares, como el escalado de matrices, el cálculo de normas, etc.

El diseño de los algoritmos se basa en la división en bloques de las matrices de trabajo, y se apoya en las operaciones definidas en el nivel 3 de BLAS.

Al igual que BLAS, LAPACK también trabaja con matrices de distintos tipos y está disponible para datos reales y complejos, tanto en precisión simple como doble.

En este trabajó se utilizarán las siguientes funciones de LAPACK con tipo de dato real en doble precisión: DGESV, que resuelve un sistema de ecuaciones lineales de dimensiones *NxN* mediante la descomposición LU; DPOSV, que resuelve un sistema de ecuaciones lineales simétrico definido positivo de dimensiones *NxN* mediante la descomposición de Cholesky; y DGELS, que resuelve un sistema de ecuaciones lineales de dimensiones *MxN* por mínimos cuadrados mediante la descomposición QR[8]. El número total de operaciones realizadas por cada función es (Blackford et al., 1999):

- DGESV: $\frac{2 \cdot N^3}{3} - \frac{N^2}{2} + \frac{5 \cdot N}{6} + NRHS \cdot (2 \cdot N^2 - N)$,(3)
- DPOSV: $\frac{N^3}{3} + \frac{N^2}{2} + \frac{N}{6} + NRHS \cdot (2 \cdot N^2)$, (4)
- DGELS: $2 \cdot M \cdot N^2 - \frac{2 \cdot M^3}{3} + 3 \cdot M \cdot N - M^2 + \frac{14 \cdot N}{3} + NRHS \cdot (4 \cdot M \cdot N + M^2 - 2 \cdot N^2 + 3 \cdot N)$, (5)

donde el término *NRHS (number of right hand sides)* hace referencia al número de vectores término independiente de trabajo.

Finalmente, cabe comentar que las matrices en Fortran se almacenan internamente siguiendo el esquema *column major order,* mediante el cual las posiciones contiguas en memoria están ocupadas por los elementos contiguos en las columnas; es decir, las matrices se almacenan *por columnas*. Por ello, si se llama a la versión en Fortran de BLAS o LAPACK desde C, ha de ponerse especial cuidado en que los elementos de las matrices estén ordenados en memoria correctamente. En el caso de la interfaz estándar de C de BLAS, el almacenamiento matricial puede venir dado en *column major order* o en *row major order* (por filas), característica que se selecciona mediante un argumento en la llamada, por lo que las funciones de la interfaz estándar tienen un elemento de entrada más (siempre el primero) que las de Fortran. En el caso de LAPACK, al no haber ninguna interfaz estándar de C, hay cierta variedad entre las implementaciones, existiendo algunas que permiten la selección del tipo de almacenamiento matricial, mientras que otras sólo admiten el modo Fortran en *column major order*.

3. BLAS Y LAPACK DE ALTO RENDIMIENTO

Las implementaciones de BLAS y LAPACK de referencia están programadas de manera genérica, para poder ser compiladas y ejecutadas en cualquier sistema. Debido a ello, estas versiones son incapaces de aprovechar toda la potencia de la máquina en la que se ejecuten, por lo que su uso en aplicaciones que requieran altas capacidades de cálculo puede no ser adecuado.

Una de las principales limitaciones de la implementación de referencia de BLAS es que sólo contempla ejecución en serie, por lo que no puede hacer uso de sistemas multiprocesador, así como la falta de aprovechamiento de las posibilidades de vectorización que poseen la mayoría de los procesadores actuales, dejando esta tarea al compilador, si tiene soporte para ello. Tampoco se tienen en cuenta optimizaciones referidas a la transferencia de datos entre los distintos niveles jerárquicos de memoria de los procesadores, penalizando también este hecho el rendimiento final. En cuanto a los dispositivos de ejecución, la citada versión de referencia de BLAS sólo contempla la CPU, no siendo posible su uso en otros entornos, como las GPU (tarjetas gráficas).

En lo que respecta a la versión de referencia de LAPACK, pueden hacerse en líneas generales los mismos comentarios que en el caso de BLAS, aunque con ciertos matices. Los cálculos internos en LAPACK se basan en algoritmos que dividen en bloques las matrices de trabajo y hacen llamadas al conjunto de funciones de nivel 3 de BLAS (Anderson, 1999), por lo que la eficiencia final estará condicionada en gran medida por la de la implementación de BLAS utilizada.

Por todo lo dicho anteriormente, los fabricantes de hardware suelen proporcionar bibliotecas optimizadas para sus sistemas, tanto de memoria compartida como distribuida, con el fin de poder aprovechar al máximo las capacidades de éstos. En los casos de BLAS y LAPACK, se respeta casi siempre la interfaz en Fortran de las funciones, por lo que no es necesario ningún cambio en el código fuente del programa, requiriendo éste únicamente ser recompilado. Además de los fabricantes de hardware, podemos encontrar también varios proyectos independientes que mantienen implementaciones de alto rendimiento de ambas bibliotecas, bien como software libre o privativo.

3 La función admite el operador traspuesta, de modo que se pueden realizar las operaciones AA^T y A^TA.
4 http://www.netlib.org/lapack/.
5 http://www.netlib.org/linpack/.
6 http://www.netlob.org/eispack/.
7 http://opensource.org/licenses/BSD-3-Clause.
8 La función DGELS selecciona internamente el uso de la factorización matricial a utilizar: QR, si *M*>=*N,* o LQ, si *M*<*N*, donde *M* y *N* son las dimensiones de la matriz. Computacionalmente, las descomposiciones QR y LQ tienen un coste de $O(N^3)$, atendiendo únicamente al término de orden de complejidad más alto.

A continuación, se hará una breve reseña de todas aquellas implementaciones optimizadas de BLAS y LAPACK que se emplearán en este trabajo.

OpenBLAS[9] La biblioteca OpenBLAS es la sucesora de la antigua biblioteca GotoBLAS (Goto y van de Geijn, 2002, 2008). Es una implementación completa y altamente optimizada de BLAS, escrita enteramente en lenguaje ensamblador y con soporte para varias arquitecturas de CPU. Si existen, hace uso extensivo de las funciones de vectorización (SIMD, *single instruction, multiple data*) del procesador, así como de las capacidades de paralelización en entornos de memoria compartida, pudiendo controlarse el número de hilos usados en tiempo de ejecución. La biblioteca provee las interfaces estándar de BLAS en Fortran y en C. Aunque originalmente diseñada para sistemas UNIX y compatibles, también puede utilizarse en entornos MS Windows con el compilador Visual Studio, si bien su construcción ha de realizarse con las herramientas MinGW. Por último, mientras GotoBLAS tenía una licencia privativa, OpenBLAS está disponible bajo la licencia BSD de tres cláusulas, lo que la convierte en software libre. En este trabajo se utilizará la última versión publicada de OpenBLAS, la 0.29. También se utilizará esta biblioteca en conjunción con la versión de referencia de LAPACK.

ATLAS[10] La biblioteca ATLAS (*Automatically Tuned Linear Algebra Software*) (Whaley et al., 2000) es una implementación completa de BLAS y parcial de LAPACK para CPU, que tiene la característica particular de optimizarse para la máquina de trabajo en el momento de su compilación (se hacen pruebas internas de rendimiento entre distintos algoritmos de cálculo, con el fin de seleccionar los más adecuados para la arquitectura de trabajo). Está escrita en los lenguajes C y ensamblador y explota las capacidades vectoriales que incluyen los procesadores modernos. Se puede ejecutar en paralelo en entornos de memoria compartida, aunque el número de hilos no puede seleccionarse en tiempo de ejecución, habiendo de ser fijado en tiempo de compilación. Está diseñada para sistemas UNIX y compatibles, pero también puede ser utilizada en proyectos MS Windows con Visual Studio, habiendo de ser compilada en este caso, al igual que OpenBLAS, con las herramientas MinGW. La licencia es la BSD de tres cláusulas, por lo que es software libre. Para BLAS provee las interfaces estándar en Fortran y en C, mientras que para las funciones de LAPACK que incluye, además de la interfaz clásica de Fortran, tiene una para C. En este último caso, se puede trabajar con matrices almacenadas en *column major order* y en *row major order*, por lo que a la lista de argumentos de entrada se añade un argumento más (siempre el primero) para indicar el tipo de almacenamiento. Se utilizará versión 3.11.14.

PLASMA[11] La biblioteca PLASMA (*Parallel Linear Algebra for Scalable Multi-core Architectures*) (Agullo et al, 2009) es una implementación parcial de BLAS y LAPACK para sistemas CPU de memoria compartida basados en procesadores *multi-core*. En este caso, los algoritmos se basan en unas estructuras denominadas *Directed Acyclic Graphs* (DAG) (Christofides, 1975), lo que facilita la escalabilidad a medida que aumenta el número de procesadores de trabajo, el cual se puede fijar en tiempo de ejecución. El paralelismo se sitúa a nivel de LAPACK, por lo que las funciones de BLAS utilizadas internamente se ejecutan en un único hilo. En cuanto a su eficiencia, ésta depende de dos parámetros relacionados con la descomposición de las matrices en el DAG interno de trabajo. La elección óptima de estos valores no está automatizada, siendo necesario un estudio detallado de cada algoritmo para su discriminación, lo cual puede llegar a mejorar el rendimiento de algunos algoritmos hasta en un 20% (J. Kurzak, mantenedor principal de PLASMA, comunicación personal). Aunque se han propuesto algunos criterios para abordar la selección óptima de los parámetros (Agullo et al., 2009; Agullo et al., 2011), en este trabajo se utilizarán los valores por defecto. PLASMA está implementada en C y se distribuye bajo la licencia BSD de 3 cláusulas, por lo que es software libre. Se proporcionan interfaces en Fortran 77, Fortran 90 y en C para BLAS y para LAPACK, no compatibles con otras bibliotecas, y sólo soporta *column major order* como orden de almacenamiento matricial. La última versión publicada de la biblioteca es la 2.6.0, que será la utilizada en este trabajo.

MKL [12] La biblioteca MKL (*Math Kernel Library*) es proporcionada por Intel y contiene, entre una gran cantidad de software numérico, una implementación total de BLAS y LAPACK, con interfaces tanto para Fortran (la estándar) como para C. El número de hilos a usar puede ser seleccionado en tiempo de ejecución y puede ser usada en sistemas UNIX y compatibles con diversos compiladores, como el Intel Composer XE y GCC. También puede ser ejecutada en MS Windows, tanto con el compilador Intel Composer XE, como con Visual Studio. MKL no es software libre, aunque para sistemas Linux se puede adquirir y usar sin coste en proyectos no comerciales. La interfaz de LAPACK de C que proporciona, llamada LAPACKE, es propia de Intel y permite el trabajo con matrices almacenadas tanto en *column major order*, como en *row major order*. Sin embargo, ha de ser tenido en cuenta que esta interfaz llama internamente a las funciones de Fortran, que necesitan almacenamiento en *column major order*. Por todo ello, si se trabaja en *row major order* las matrices son copiadas y traspuestas previamente a la llamada a Fortran, lo cual produce un aumento en el consumo de memoria y una pérdida de eficiencia, cuyo impacto habrá de ser tenido en cuenta en el rendimiento final. LAPACKE también está incluida en la versión de referencia de LAPACK desde la versión 3.4.0. La versión utilizada de MKL en este trabajo será la 11.1.

cuBLAS [13] La biblioteca cuBLAS es una implementación completa de BLAS para GPU proporcionada por nVidia y puede ejecutarse tanto en sistemas Unix y compatibles como en MS Windows. No es software libre, aunque puede usarse sin coste alguno, incluso en proyectos comerciales. Las operaciones se realizan íntegramente en la GPU, por lo que antes de operar se deben copiar los datos de trabajo a la memoria del dispositivo, para recuperarlos de nuevo tras la finalización de los cálculos, lo que conlleva una ralentización de los cálculos. Otro aspecto importante que presenta es la posibilidad de ejecución asíncrona de las funciones. Mediante esta característica, mientras los cálculos se están realizando en la GPU el control del programa principal es devuelto a la CPU, permitiendo llevar a cabo otras tareas de manera simultánea a la ejecución de BLAS. Se proporcionan interfaces para Fortran y C, aunque son ligeramente diferentes al estándar, ya que difieren en el nombre y en que todas las funciones añaden como argumento adicional un descriptor de la GPU a utilizar. En cuanto al orden de almacenamiento matricial, sólo hay soporte para *column major order*. En las pruebas se utilizará la versión 5.5 de cuBLAS.

MAGMA[14] La biblioteca MAGMA (*Matrix Algebra on GPU and Multicore Architectures*) (Agullo et al., 2009) es una implementación parcial de BLAS y LAPACK para sistemas mixtos CPU+GPU. Su arquitectura se basa en algoritmos híbridos que dividen el trabajo en tareas pequeñas no paralelizables, las cuales serán ejecutadas en la CPU, y tareas más grandes y paralelizables (generalmente basadas en el nivel 3 de BLAS), que serán ejecutadas en la GPU. La versión para GPU nVidia utiliza cuBLAS internamente, salvo varias funciones de los niveles 2 y 3, que se han implementado también en MAGMA, aunque entre ellas no se encuentra DSYRK. En BLAS, las matrices de trabajo han de ser previamente alojadas en la memoria de la GPU por el usuario, mientras que en LAPACK hay funciones que pueden trabajar con matrices en la memoria principal (la biblioteca se encarga internamente de hacer las copias necesarias), aunque no todas. En cuanto al orden de almacenamiento matricial, MAGMA sólo

9 http://www.openblas.net.
10 http://math-atlas.sourceforge.net.
11 http://icl.cs.utk.edu/plasma/.
12 http://software.intel.com/en-us/intel-mkl/.
13 http://developer.nvidia.com/cuBLAS/.
14 http://icl.cs.utk.edu/magma/.

soporta *column major order*. Se distribuye bajo la licencia BSD de 3 cláusulas, pero debido a su dependencia interna de cuBLAS no puede considerarse totalmente software libre. Se proporcionan interfaces en Fortran 77, Fortran 90 y en C para BLAS y para LAPACK, aunque no compatibles con otras bibliotecas. En este trabajo se utilizará la versión 1.3.0 de la biblioteca, publicada en noviembre de 2012.

CULA[15] La biblioteca CULA es una implementación parcial de BLAS y LAPACK para GPU nVidia, que utiliza internamente cuBLAS para algunas operaciones básicas. Está desarrollada por la empresa EM Photonics y, aunque no es software libre, se permite su uso sin coste para aplicaciones educativas. Posee interfaces para C y Fortran, aunque no siguen el estándar. Como orden de almacenamiento matricial sólo admite *column major order*. También proporciona dos interfaces diferenciadas en cuanto a la localización de los datos, pudiendo alojarse éstos tanto en la memoria principal de la máquina como en la de la GPU. Se utilizará la versión R17 de la biblioteca.

4. HARDWARE UTILIZADO

Para las pruebas se utilizará una estación de trabajo HP Z210, equipada con un microprocesador Intel i5-2500 y una tarjeta gráfica nVidia GeForce GTX 550 Ti. Todo ello corre bajo un sistema operativo Debian GNU/Linux de 64 bits. El sistema está equipado con los compiladores GCC 4.8.2 e Intel Composer XE 2013, este último para el trabajo con la biblioteca MKL.

El Intel Core i5-2500[16] es un procesador de 64 bits que dispone de 4 núcleos y 4 hilos de ejecución. Su frecuencia es de 3.3 Ghz, aunque tiene un modo denominado *Turbo* que puede elevar este valor en ciertas condiciones hasta los 3.7 Ghz. Posee 6 MB de caché L3, compartida por todos los núcleos del procesador e incluye el conjunto de istrucciones vectoriales AVX, lo que le permite realizar un total de 8 operaciones de punto flotante en doble precisión (4 sumas y 4 productos) por cada ciclo de reloj. El rendimiento máximo teórico de un sistema, medido en número de operaciones de punto flotante por segundo (FLOPS/s), puede calcularse como

$$\frac{FLOPS}{s} = nProc \cdot \frac{nCores}{proc} \cdot \frac{nOp}{ciclo} \cdot frec, \qquad (6)$$

donde *nProc* es el número de procesadores, *nCores/proc* es el número de núcleos por cada procesador, *nOp/ciclo* es el número de operaciones por ciclo que es capaz de realizar cada núcleo y *frec* es la frecuencia del reloj. Para el procesador Intel Core i5-2500, la evaluación de la ecuación (6) para 1, 2, 3 y 4 núcleos da unos rendimientos máximos teóricos, en GFLOPS/s, de 26.4, 52.8, 79.2 y 105.6, respectivamente. En la realización del cálculo anterior no se ha tenido en cuenta el modo *Turbo*, ya que la frecuencia máxima en este caso puede variar automáticamente[17], lo que modificaría el rendimiento máximo teórico sin control del usuario. Por lo tanto, y aunque en entornos de producción sea conveniente la activación de este modo de trabajo, para propósitos de evaluación de rendimiento se hace necesario prescindir de ella (se desactiva en la BIOS), con el fin de poder calcular de manera exacta la capacidad de cómputo máxima teórica.

La GPU nVidia GeForce GTX 550 Ti[18] es una tarjeta gráfica de gama baja para computadoras de sobremesa. Posee una memoria de 1024 MB y tiene un total de 192 *CUDA cores*, a una frecuencia de 1.8 Ghz, si bien sólo 16 tienen capacidad para realizar cálculos en doble precisión. Los datos anteriores dan una relación teórica de rendimiento simple/doble precisión de 12, lo cual es común en esta categoría de GPU, la cual no está orientada específicamente a computación de alto rendimiento. Cada *CUDA core*, es capaz de realizar 4 operaciones de punto flotante por cada ciclo de reloj, por lo que, aplicando la ecuación (6), el rendimiento máximo teórico en doble precisión es igual a 115.2 GFLOPS/s.

5. PRUEBAS

Con cada una de las bibliotecas enumeradas en la sección 3, además de con las versiones de referencia de BLAS y LAPACK, se han hecho una serie de pruebas utilizando las 5 funciones indicadas en la sección 2: DGEMM y DSYRK, de BLAS, y DGESV, DPOSV y DGELS, de LAPACK. Los escalares implicados se han tomado como $\alpha = 1$ y $\beta = 0$ y el número de vectores término independiente para las pruebas ha sido $NRHS = 1$. Por simplicidad en la interpretación, se han utilizado en todas las pruebas matrices cuadradas, cuyas dimensiones máximas se han fijado para CPU en 12000x12000 (excepto para las bibliotecas de referencia, que son 3500x3500) y para GPU en 3500x3500 (problemas técnicos han impedido utilizar matrices más grandes). En el caso de la biblioteca ATLAS, ésta se ha compilado para 1, 2, 3 y 4 hilos de ejecución. Se ha utilizado *column major order* como almacenamiento matricial, excepto con la interfaz LAPACKE de MKL, donde se ha trabajado en *row major order*. Cada operación con cada matriz se ha repetido 5 veces, tras lo que se ha calculado el tiempo medio de ejecución. Finalmente, teniendo en cuenta el número de operaciones llevadas a cabo por cada función, se ha calculado el rendimiento. El conteo de operaciones correspondiente se puede calcular a partir de las ecuaciones (1) a (5), particularizando para $M = N = K$ y $NRHS = 1$.

En la figura 1 se muestran los resultados de las pruebas con la función DGEMM para 1, 2, 3 y 4 hilos de ejecución. Se observa que las bibliotecas OpenBLAS, ATLAS y MKL tienen un rendimiento similar, de alrededor del 92% de la capacidad máxima teórica, aunque en el caso de OpenBLAS se observa una pérdida de eficacia con 4 hilos de ejecución. En todos los casos, PLASMA es aproximadamente unos 10 GFLOPS/s menos eficiente. Las implementaciones para GPU tienen un rendimiento similar entre ellas, aunque en este caso de aproximadamente un 35% de la capacidad máxima teórica del dispositivo, lo que está muy por debajo del rendimiento relativo obtenido por las bibliotecas para CPU. En todos los casos se observa una pérdica de rendimiento de MKL con matrices de dimensiones en el entorno de 1500x1500. En cuanto a la escalabilidad, todas las bibliotecas muestran un comportamiento similar, excepto OpenBLAS en el salto de 3 a 4 hilos de ejecución.

La figura 2 muestra los resultados de las pruebas con DSYRK. En este caso, OpenBLAS es claramente más eficiente que el resto de bibliotecas, excepto con 4 hilos de ejecución, donde, al igual que en el caso de DGEMM, vuelve a sufrir una pérdida de rendimiento, viéndose superada por MKL para matrices mayores de 8000x8000. En términos absolutos la eficiencia es ligeramente inferior que para DGEMM. Todas las bibliotecas muestran un comportamiento similar en cuanto a la escalabilidad, aunque ATLAS mejora sensiblemente a medida que el número de hilos aumenta.

La figura 3 ilustra la eficiencia de la función DGESV. En este caso, la biblioteca MKL es más rápida que el resto, tanto con la interfaz en Fortran como con la interfaz LAPACKE en *row major order*. También se puede observar cómo la versión de LAPACK de referencia junto con OpenBLAS ofrece resultados peores en términos absolutos a medida que el número de hilos aumenta. Esto es debido a que la paralelización está a nivel de BLAS, mientras que en resto de bibliotecas se sitúa a nivel de LAPACK. En términos absolutos, el rendimiento general es peor que en BLAS, hecho que también se pone de manifiesto en el caso de las implementaciones para GPU. En cuanto a la escalabilidad, PLASMA ofrece resultados ligeramente superiores al resto, siendo ATLAS y la versión de referencia de LAPACK con OpenBLAS las más perjudicadas en este aspecto.

En la figura 4 se muestran los resultados de la función DPOSV. La implementación MKL en Fortran es la más eficiente, estando en términos absolutos de rendimiento por encima de la función DGESV. En este caso, la interfaz LAPACKE se resiente, debido a

15 http://www.culatools.com.
16 http://ark.intel.com/products/52209/.
17 http://www.intel.com/technology/turboboost/.
18 http://www.nvidia.es/object/product-geforce-gtx-550ti-es.html.

que al ser DPOSV la función que menos tiempo de cómputo requiere, el peso relativo del tiempo empleado en la asignación interna de memoria y la trasposición de matrices es mayor que en las otras funciones, influyendo negativamente en la eficiencia global del algoritmo. Este hecho también se observa claramente en las implementaciones para GPU. La versión de referencia de LAPACK con OpenBLAS empeora en mayor medida que en el caso de DGESV con el aumento del número de hilos. Se observa una buena escalabilidad de PLASMA, al mismo nivel que MKL.

Por último, en la figura 5 se presentan los resultados de las pruebas correspondientes a la función DGELS. Los mejores resultados se obtienen de nuevo con MKL, tanto en su versión en Fortran como con la interfaz LAPACKE. En este caso, los rendimientos son similares entre las dos interfaces, ya que al ser DGELS una función con un alto coste computacional, el tiempo empleado en la asignación de memoria y trasposición de las matrices es mucho menor con respecto al de cálculo. Este hecho también se puede observar en las implementaciones para GPU, donde se obtiene mayor rendimiento con DGELS que con DPOSV y DGESV. La razon es similar a la anteriormente esgrimida, ya que en este caso el tiempo de transferencia de datos no influye tanto en el rendimiento total. También se observa que en rendimiento de la versión de referencia de LAPACK con OpenBLAS sufre un cuasi estancamiento a partir de 2 hilos de ejecución. De nuevo, la escalabilidad de PLASMA supera ligeramente a la de MKL.

En todos los casos, destaca el pobre rendimiento de las implementaciones de referencia de BLAS y LAPACK.

6. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha comprobado el rendimiento de distintas distribuciones optimizadas de BLAS y LAPACK para sistemas CPU y GPU, utilizando hardware de consumo general de gama media-baja. A la vista de los resultados obtenidos en las pruebas, no se recomienda el uso de la implementación de referencia de BLAS.

Entre las implementaciones de BLAS para CPU, las bibliotecas OpenBLAS, ATLAS y MKL ofrecen resultados similares para GEMM (excepto OpenBLAS para 4 hilos), estando PLASMA un paso por detrás. Con DSYRK, OpenBLAS es la biblioteca más rápida.

En el caso de LAPACK para CPU, destaca la biblioteca MKL, cuya interfaz en Fortran proporciona resultados claramente superiores al resto en todos los casos, siendo su interfaz LAPACKE una opción interesante para trabajar en *row major order*.

En el apartado de escalabilidad, en BLAS todas las bibliotecas se comportan de manera similar, mientras que PLASMA y MKL son las más eficientes en LAPACK.

En cuanto al uso de GPU para la realización de cálculos en doble precisión, se deduce que los citados dispositivos, cuando son de gama baja, no ofrecen un rendimiento superior al de la CPU, por lo que no se recomienda su uso si lo que se necesita es una alta capacidad de procesado. No obstante, son necesarias más pruebas con matrices más grandes en estos dispositivos.

A. FIGURAS

7. REFERENCIAS

Agullo, E., J. Demmel, J. Dongarra, B. Hadri, J. Kurzak, J. Langou, H. Ltaief, P. Luszczek and S. Tomov (2009): "Numerical linear algebra on emerging architectures: The PLASMA and MAGMA Projects". *Journal of Physics: Conference Series*, **180**.

Agullo, E., B. Hadri, H. Ltaief and J. Dongarra (2009): "LAPACK Working Note 217. Comparative Study of One-Sided Factorizations with Multiple Software Package on Multi-Core Hardware". http://www.netlib.org/lapack/lawns/.

Agullo, E., J. Dongarra, R. Nath and S. Tomov (2011): "LAPACK Working Note 242. A Fully Empirical Autotuned Dense QR Factorization For Multicore Architectures". httpwww.netlib.org/lapack/lawns/.

Anderson, E., Z. Bai, C. Bischof, S. Blackford, J. Demmel, J. Dongarra, J. Du Croz, A. Greenbaum, S. Hammarling, A. McKenney and D. Sorensen (1999): "LAPACK Users' Guide". *Society for Industrial and Applied Mathematics*, Philadelphia. ISBN: 0-89871-447-8.

Blackford, E. and J. Dongarra (1999): "LAPACK Working Note 41. Installation Guide for LAPACK". http://www.netlib.org/lapack/lawns/.

Blackford, L. S., J. Demmel, J. Dongarra, I. Duff, S. Hammarling, G. Henry, M. Heroux, L. Kaufman, A. Lumsdaine, A. Petitet, R. Pozo, K. Remington, R. C. Whaley (2002): "An Updated Set of Basic Linear Algebra Subprograms (BLAS)". *ACM Transactions on Mathematical Software*, **28**, 2, 135-151.

Coppersmith, D. and S. Winograd (1990): "Matrix multiplication via arithmetic progressions". *Journal of Symbolic Computation*, **9**, 251-280.

Christofides, N. (1975): "Graph Theory: An Algorithmic Approach". Academic Press.

Dongarra, J. J., J. Du Croz, S. Hammarling and R. J. Hanson (1988a): "An extended set of FORTRAN Basic Linear Algebra Subprograms". *ACM Transactions on Mathematical Software*, **14**, 1-17.

Dongarra, J. J., J. Du Croz, S. Hammarling and R. J. Hanson (1988b): "Algorithm 656: An extended set of FORTRAN Basic Linear Algebra Subprograms". *ACM Transactions on Mathematical Software*, **14**, 18-32.

Dongarra, J. J., J. Du Croz, I. S. Duff and S. Hammarling (1990): "A set of Level 3 Basic Linear Algebra Subprograms". *ACM Transactions on Mathematical Software*, **16**, 1-17.

Dongarra, J. J., J. Du Croz, I. S. Duff and S. Hammarling (1990): "Algorithm 679: A set of Level 3 Basic Linear Algebra Subprograms". *ACM Transactions on Mathematical Software*, **16**, 18-28.

Dongarra, J. (2002): "Basic Linear Algebra Subprograms Technical Forum Standard". *International journal of High Performance Applications and Supercomputing*, **16**, 1, 1-111.

Goto, K. and R. van de Geijn (2002): "FLAME Working Note 9. On Reducing TLB Misses in Matrix Multiplication". http://www.cs.utexas.edu/~flame/web/publications.html.

Goto, K. and R. van de Geijn (2008): "High-performance implementation of the level-3 BLAS". *ACM Transactions on Mathematical Software*, **35**, 1, 1-14.

Higham, N. J. (1992): "Stability of a method for multiplying complex matrices with three real matrix multiplications". *Journal on Matrix Analysis and Applications*, **13**, 3, 681-687.

Lawson, C. L., R. J. Hanson, D. Kincaid and F. T. Krogh (1979): "Basic Linear Algebra Subprograms for FORTRAN usage". *ACM Transactions on Mathematical Software*, **5**, 308-323.

Li, J., S. Ranka and S. Sahni (2011): "Strassen's Matrix Multiplication on GPUs". *ICPADS'11 Proceedings of the 2011 IEEE 17th International Conference on Parallel and Distributed Systems*, 157-164.

Whaley, R. C., A. Petitet and J. Dongarra (2000): "LAPACK Working Note 147. Automated Empirical Optimization of Software and the ATLAS Project". http://www.netlib.org/lapack/lawns/.

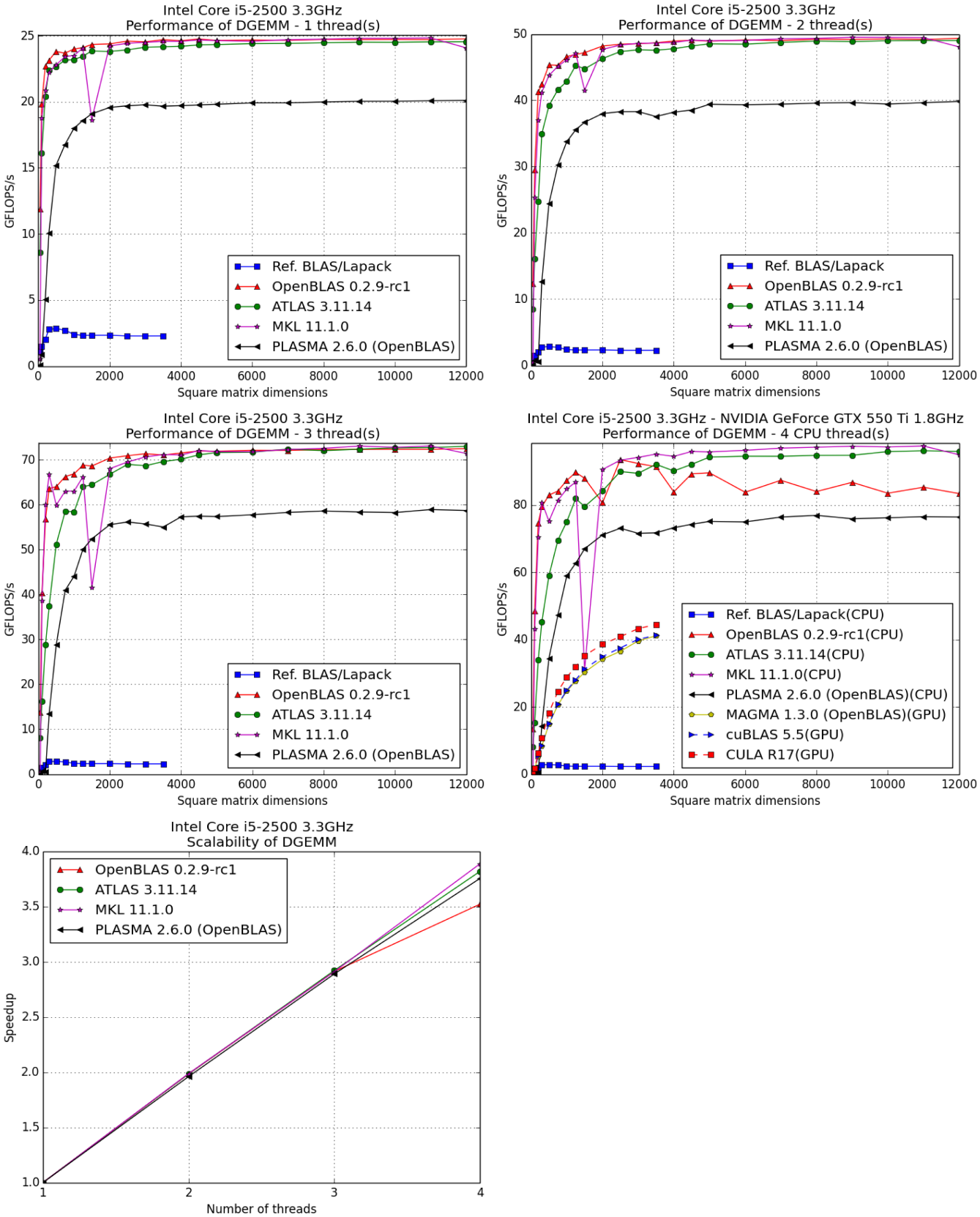


***Figura 1* – Resultados de la pruebas con DGEMM. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: cálculos con 1, 2, 3 y 4 hilos de ejecución, y gráfico de escalabilidad de las bibliotecas.**
(DEGMM results. From top to bottom and left to right: computations using 1, 2, 3, and 4 threads, and scalability graphic for the libraries).

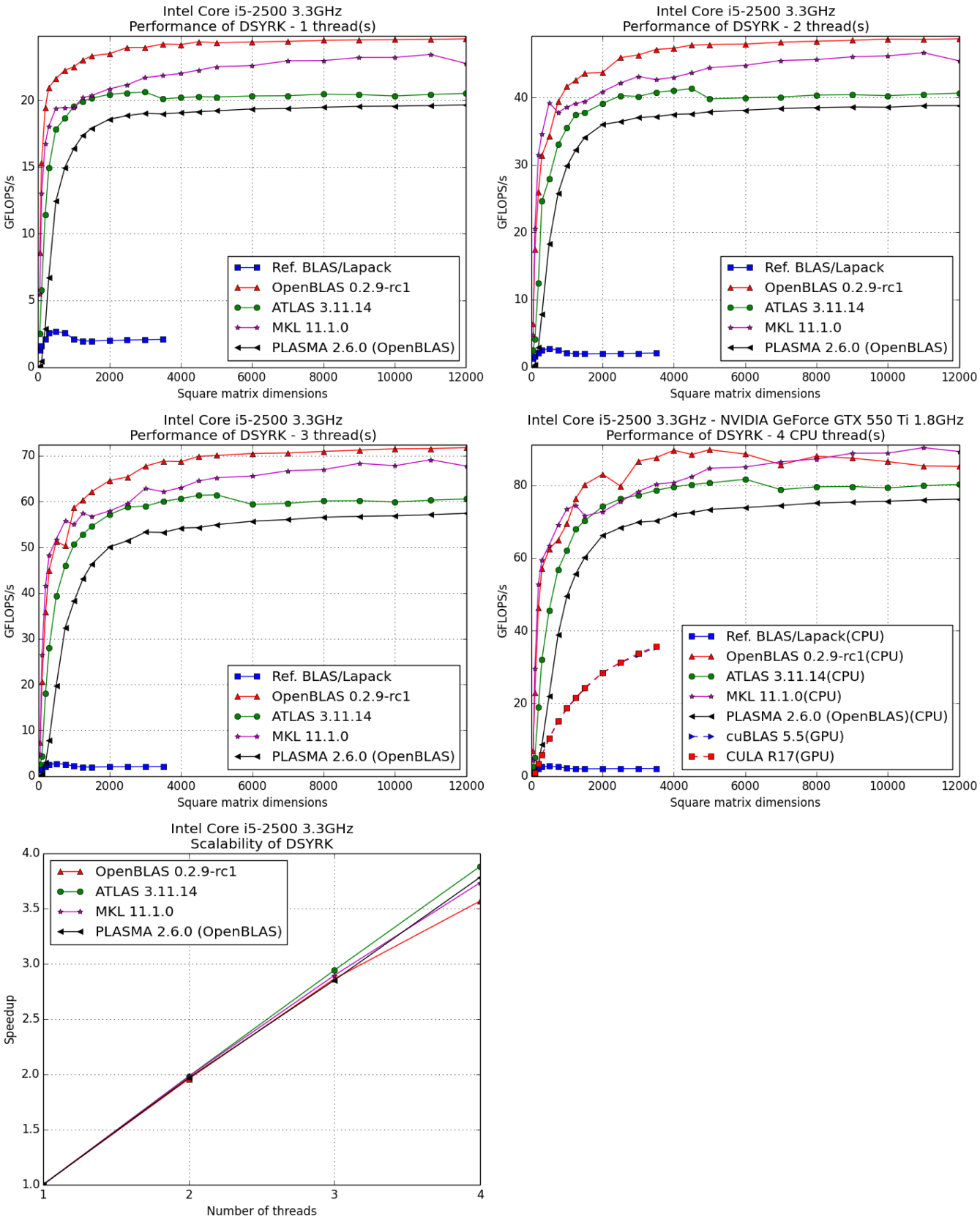


***Figura 2* – Resultados de la pruebas con DSYRK. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: cálculos con 1, 2, 3 y 4 hilos de ejecución, y gráfico de escalabilidad de las bibliotecas.**
(DSYRK results. From top to bottom and left to right: computations using 1, 2, 3, and 4 threads, and scalability graphic for the libraries).

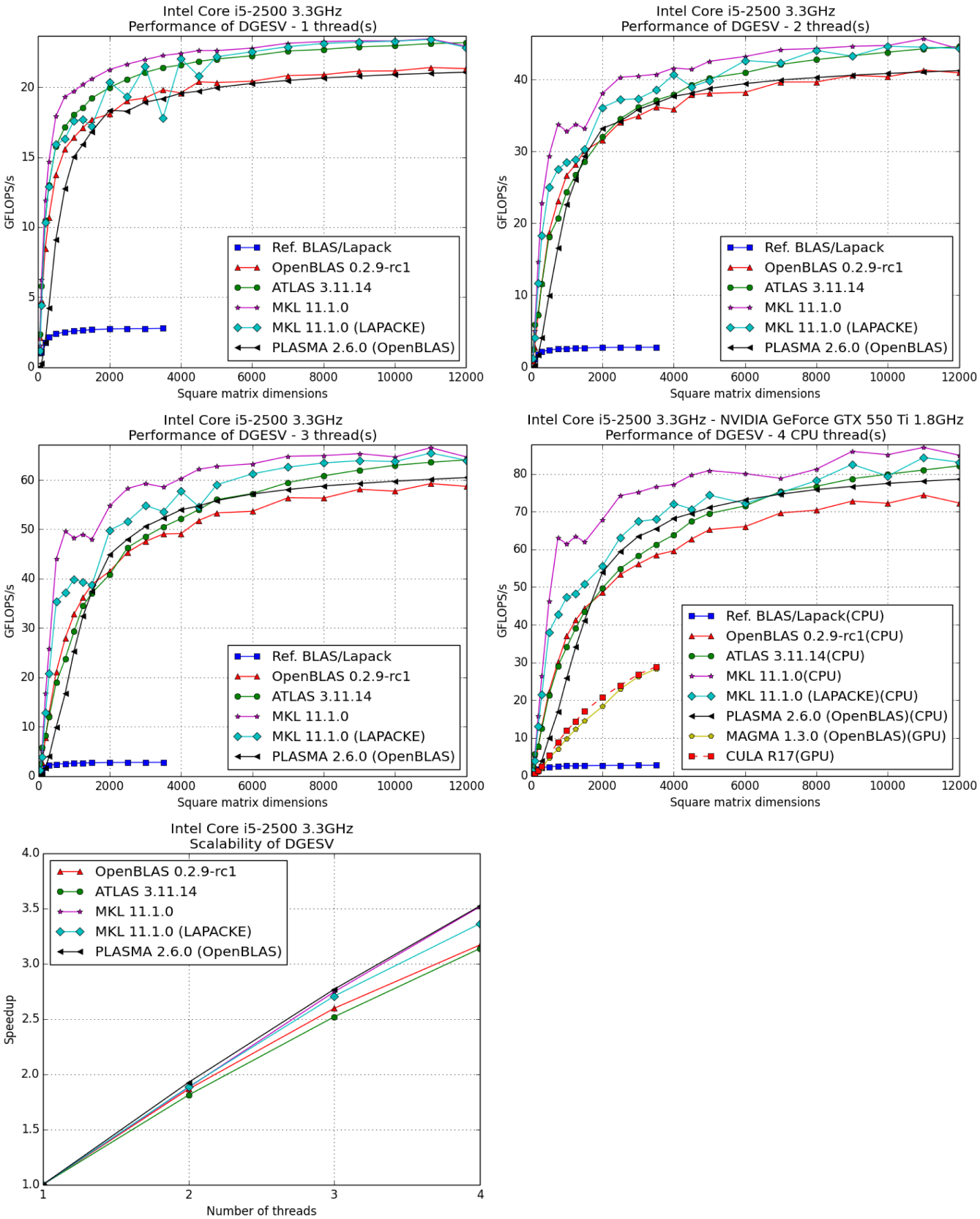


***Figura 3* – Resultados de la pruebas con DGESV. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: cálculos con 1, 2, 3 y 4 hilos de ejecución, y gráfico de escalabilidad de las bibliotecas.**
(DGESV results. From top to bottom and left to right: computations using 1, 2, 3, and 4 threads, and scalability graphic for the libraries).

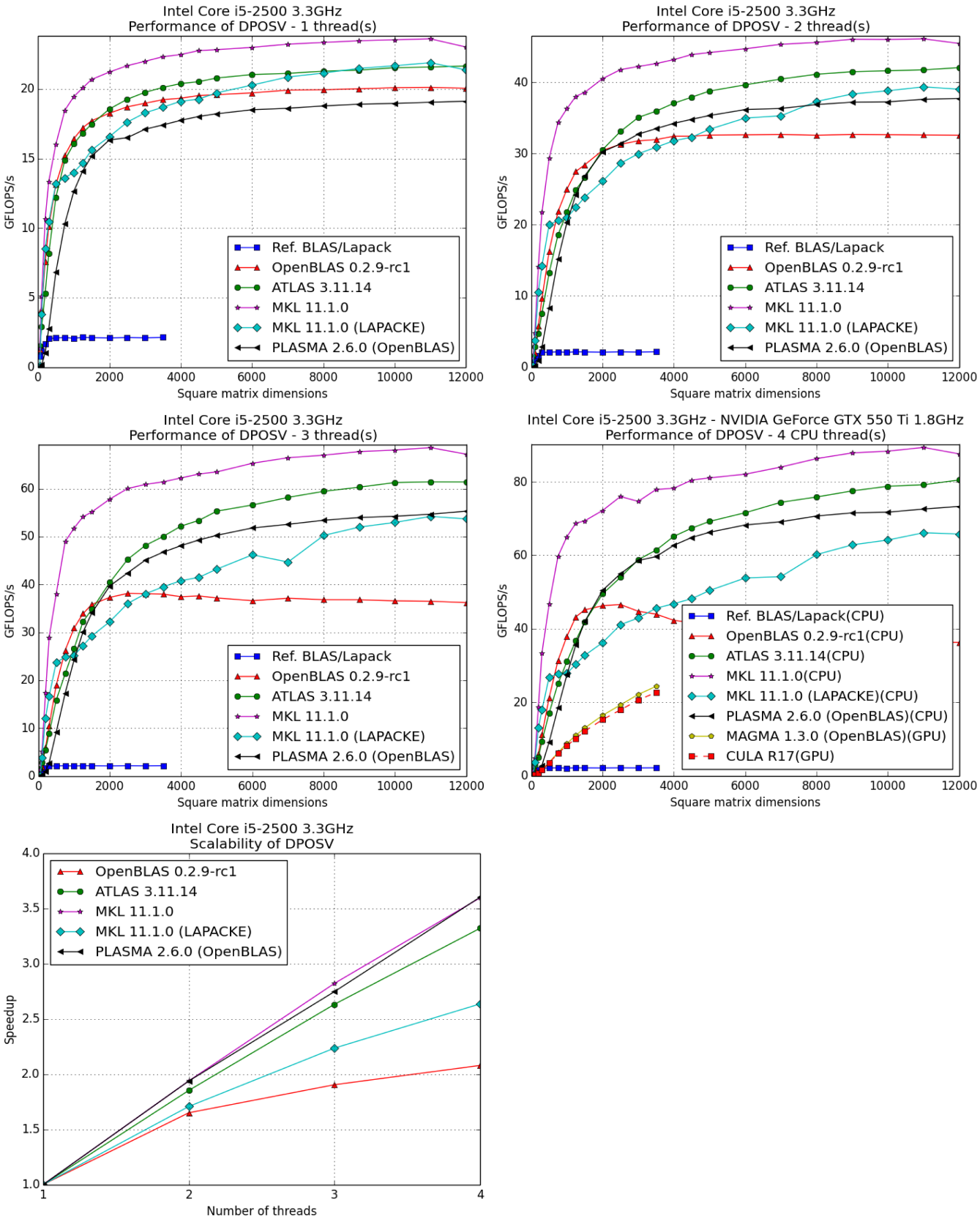


***Figura 4* – Resultados de la pruebas con DPOSV. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: cálculos con 1, 2, 3 y 4 hilos de ejecución, y gráfico de escalabilidad de las bibliotecas.**
(DPOSV results. From top to bottom and left to right: computations using 1, 2, 3, and 4 threads, and scalability graphic for the libraries).

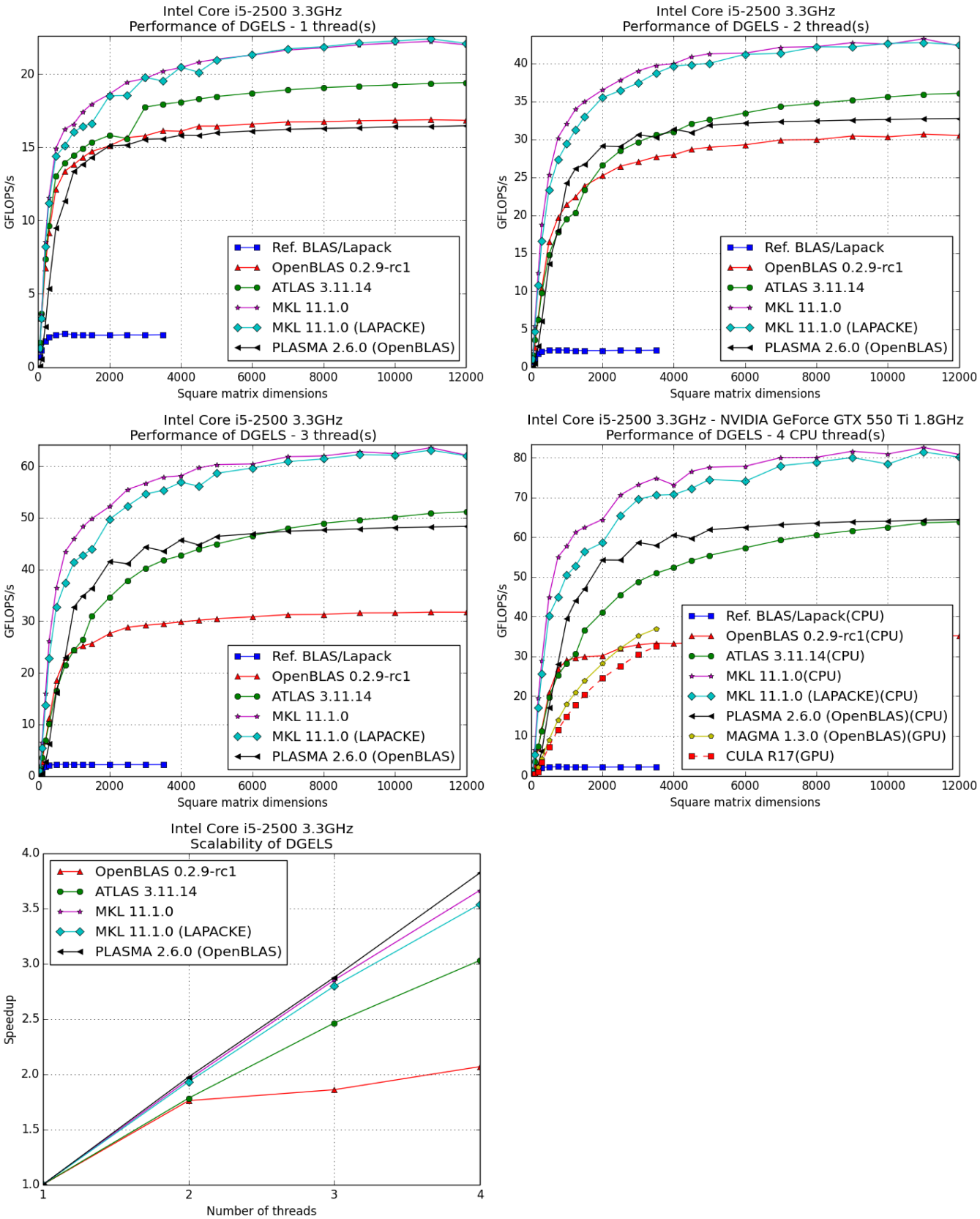


***Figura 5* – Resultados de la pruebas con DGELS. De arriba a abajo y de izquierda a derecha: cálculos con 1, 2, 3 y 4 hilos de ejecución, y gráfico de escalabilidad de las bibliotecas.**
(DGELS results. From top to bottom and left to right: computations using 1, 2, 3, and 4 threads, and scalability graphic for the libraries).

Posicionamiento con Técnicas de Astronomía Geodésica en la Exploración de Marte
Positioning with Astrogeodetic Techniques for the Mars Exploration

G. Barderas[(1,a)] y P. Romero[(1,b)]
[(1)] S. Dep. de Astronomía y Geodesia, Facultad de Ciencias Matemáticas. Universidad Complutense de Madrid. E-28040 Madrid
[(a)] gonzalobm@mat.ucm.es y [(b)] pilar@ucm.es

SUMMARY

The main purpose of this work is to present an alternative localization method for Mars exploration probes based on Phobos eclipses observations when the ability to determine the landers' position using radiometric data is inhibited if the lander is unable to communicate directly with the Earth.
Landing coordinates determination using Phobos eclipse detection corresponds to the inversion of the non-linear, non-continuous and multivaluated function which have been modeled to predict Phobos eclipses contact times for a known observer. Two different algorithms have been considered to solve the proposed unconstrained nonlinear least squares problem: the Levenberg-Marquardt method and the block relaxation method. Different simulations to test the feasibility and efficiency of both methods have been carried out under different experimental constraints: Different initial conditions and locations, different uncertainty values for time precision and different number of observed eclipses and landing latitude. The numerical results show how the lander position could be estimated within an ellipse of 40x60 metres if 1 second uncertainty in time observations were attainable.
Precise information about the size and shape of the Sun, Mars and Phobos, and the Sun and Phobos ephemerides in a Mars-equatorial Mars-centered reference frame are required for this prediction model, as well as about the parameters relating the involved Earth–Mars reference systems. The developed model and the involved parameters have been checked with the available observations of Phobos eclipses on Mars of the Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) and the Mars Exploration Rovers (MERs). These testing procedures have allowed to choose the values of the parameters which better fit the eclipse observations.
For the establishment of observational strategies for Mars landers with unknown coordinates, the spatial and temporal patterns of the Phobos penumbral footprint on Mars have been also studied. To this end, Phobos shadow center motion has been modeled, as well as its size and shape at any given time. This model has been applied to set up a predefined operational strategy at regular time intervals for the eclipse data acquisition for the MetNet mission.
Besides, the models have been also applied for the Mars Science Laboratory (MSL). In this case, since a landing ellipse of 25x20 kilometres was known before the launch. In order to maximize the detections and to improve the precision of the derived times a Monte Carlo simulation has been applied using the eclipse model from an observer with known coordinates for a range of random locations within this landing ellipse. The characterized eclipses on 13th and 17th of September 2012 and on 13th, 17th, 19th and 20th of August 2013, have been captured by the Mast Camera onboard the MSL, showing the methodology reliability for the establishment of an observational strategy.

1. INTRODUCIÓN

MetNet es una misión para la exploración de Marte iniciada y definida por el Instituto Meteorológico Finlandés, y desarrollada en colaboración con la Lavochkin Association y el Instituto de Investigaciones Espaciales de Rusia y el Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial, cuyo objetivo es desplegar, sobre la superficie del planeta, una red de módulos de aterrizaje, denominados MetNet Lander (MNL), equipados con una carga útil científica enfocada al estudio de su atmósfera (Harri et al., 2012b).

Un posicionamiento Doppler directo se empleó para la localización de los módulos de aterrizaje de anteriores misiones a la superficie de Marte como las sondas *Viking* (Yoder y Standish, 1997; Mayo et al., 1977), los vehículos *Mars Pathfinder* (Folkner et al., 1997) y *Mars Exploration Rovers* (Li et al., 2005), y el *Phoenix lander* (Edwards et al., 2010). Adicionalmente, el análisis cartográfico de la zona de amartizaje correlando características topográficas observadas en las imágenes tomadas por los módulos y en las imágenes tomadas por satélites en órbita marciana ha sido utilizado para verificar la posición del *Mars Pathfinder* (Oberst et al., 1998), los *Mars Exploration Rovers* (Di et al., 2008; Li et al., 2006) y el *Phoenix lander* (Edwards et al., 2010). Este segundo método ha permitido mejorar la precisión de los mapas de Marte de manera significativa.

En el caso de la misión MetNet, no se dispondrá de comunicación directa con los módulos MNLs desde la Tierra, empleándose satélites en órbita marciana para la transmisión de datos en diferido; por lo que la determinación de coordenadas por Doppler directo no podría emplearse. En este trabajo se describe un procedimiento alternativo para la localización de los módulos MNLs mediante la detección de eclipses solares de Fobos (Barderas y Romero, 2013b), posibilidad ya sugerida por Christou (2002) a partir de observaciones en la disminución de la radiación solar.

La posibilidad de detectar los eclipses solares de Fobos desde la superficie de Marte ya han sido comprobada por varias misiones: la misión *Viking I* detectó 3 eclipses en 1977 (Duxbury, 1978; Christou, 2002); el Altímetro Láser (MOLA) de la *Mars Global Surveyor* (MGS), 15 entre 1999 y 2004 (Bills et al., 2005); los *Mars Exploration Rovers* (MERs) *Spirit* y *Opportunity*, 4 en 2004 (Bell et al., 2005) y 1 en 2010 (Dean et al., 2010); y, recientemente, el vehículo robótico *Curiosity* de la misión Mars Science Laboratory (MSL), 2 eclipses en septiembre de 2012 (Lemmon et al., 2013) y 4 en agosto de 2013 (http://mars.jpl.nasa.gov).

En el caso de que la posición del observador fuese conocida, la detección de estos eclipses puede emplearse para refinar la órbita de Fobos (Willner et al., 2007), aportando información que podría mejorar las estimaciones de la aceleración secular de Fobos y de la tasa de disipación de marea de Marte (Bills et al., 2005; Rainey y Aharonson, 2006); y para estudios atmosféricos, tales como la respuesta térmica a los pasos de la sombra de Fobos (Betts et al., 1995) y sus variaciones en la inercia térmica (Haberle, 1991).

Para la localización de módulos sobre la superficie de Marte cuando no se conozcan sus coordenadas a partir de la detección de eclipses solares de Fobos Barderas y Romero (2013b) y Romero y Barderas (2012), se resumen, además, los modelos de predicción

de eclipses, así como de establecimiento de un estrategia observacional cuando se desconozca la posición del observador.

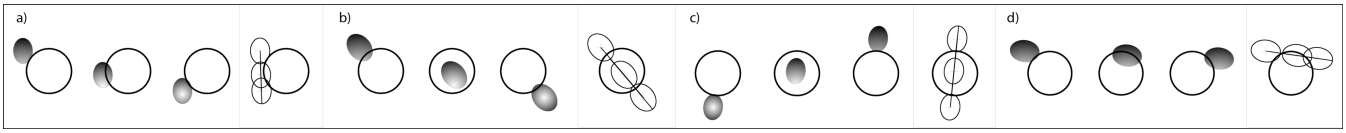


***Figura 1* - Simulaciones para los eclipses fotografiados por los MERs. a) Se corresponde con la predicción para el tránsito del MER-B del 07/Mar./2004 (Sol 42); b) se corresponde con la predicción para el tránsito del MER-B del 10/Mar./2004 (Sol 45); c) se corresponde con la predicción para el tránsito del MER-B del 12/Mar./2004 (Sol 47) y d) se corresponde con la predicción para el tránsito del MER-A del 18/Abr./2004 (Sol 104). La dirección en que Fobos atraviesa el disco del Sol viene dada por la línea que une la proyección de los centros.**

2. MODELO DE PREDICCIÓN

Para la predicción de eclipses de Fobos se ha empleado el modelo descrito por Barderas y Romero (2013a) para un observador de posición conocida sobre la superficie de Marte determinando los instantes en que la proyección de la figura de Fobos sobre el plano del Sol cruza el disco solar.

Para dicho modelo se han referido las efemérides del sol y Fobos, obtenidas mediante teorías orbitales analíticas, a un sistema de referencia común centrado en Marte, cuyo plano fundamental es el ecuador de Marte y dirección de referencia el meridiano origen de Marte, Airy-0.

La validez del modelo se ha analizado comparando las predicciones mediante el programa realizado en *Fortran* con las observaciones de eclipses disponibles del MOLA y los MERs. Esto ha permitido, además, seleccionar los mejores valores para los parámetros que relacionan los sistemas de referencia Tierra–Marte involucrados (Barderas y Romero, 2012; Harri et al., 2012a). La Tabla 1 recoge los valores de los parámetros que mejor se adaptan al modelo de predicción, con una diferencia media entre las observaciones y las predicciones de los instantes de comienzo y final de los eclipses observados por los MERs casi nula.

En el caso de los eclipses detectados por el MOLA, los valores de los parámetros según Davies et al. (1992), Chapront-Touzé (1990), y Allison y McEwen (2000), permiten predecir los instantes de comienzo y final de los eclipses observados con una diferencia inferior a 1 segundo.

Para los parámetros así elegidos, la Figura 1 muestra las simulaciones según el modelo desarrollado para los eclipses fotografiado por los MERs y cuyas imágenes aparecen publicadas en el trabajo de Bell et al. (2005).

3. ESTRATEGIA OBSERVACIONAL

Con el objetivo de establecer una estrategia de adquisición de datos de eclipses para una sonda cuando sus coordenadas no son conocidas, se han estudiado, además, los patrones de movimiento de la sombra de Fobos sobre la superficie de Marte, mediante un modelo (Romero et al., 2011) que permite predecir no sólo la localización del centro de la sombra de Fobos sobre la superficie de Marte, si no también su forma y tamaño para cualquier instante dado.

Tabla 1 – Valores de los parámetros que conectan los sistemas de referencia Tierra-Marte.

Parámetro	Valor	Referencia
α_0 (deg)	317.68143-0.1061T	Archinal et al. (2011)
δ_0 (deg)	52.88650-0.0609T	Archinal et al. (2011)
W_M (deg)	176.630+350.89198226d	Archinal et al. (2011)
V_M (deg)	313.3828+350.89198226d	Burkhart (2006)
Ω_M (deg)	35.4371	Standish and Williams (2009)
ε_M (deg)	25.1886	Standish and Williams (2009)

(α_0, δ_0) son las coordenadas ICRF del la dirección del polo de rotación de Marte; W la longitud de arco de Ecuador de Marte desde el nodo ascendente con el Ecuador ICRF hasta el meridiano origen de longitudes; V_M la longitud, medida sobre el ecuador de Marte, del meridiano origen desde el equinoccio de Marte; la longitud del arco de la eclíptica de Marte, desde el nodo ascendente de Marte hasta el equinoccio de Marte; y ε_M la oblicuidad de Marte. T es el intervalo de tiempo en siglos julianos y d en días, desde 1 de enero del 2000 a las 12:00 TDB.

A partir de este modelo, se ha analizado el movimiento de la sombra sobre la superficie de Marte, desglosando su movimiento en sus ciclos latitudinal anuo y longitudinal diurno, que posteriormente se han estudiado conjuntamente para analizar la cobertura y visibilidad de estos eventos en todo el planeta, habiéndose obtenido que los eclipses son visibles en un rango de latitudes aproximado de [-70º, +70º] en dos temporadas de eclipses cada año marciano.

Cuando se cumplen las condiciones necesarias, hay una ocurrencia de tres eclipses diarios cada 7.657 h. Como puede comprobarse en la Figura 2, en un entorno de δφ=±5º alrededor del ecuador, estos eclipses cubren, de media, bandas longitudinales de aproximadamente 166º.824 según trayectorias tanto más curvas cuanto más alejadas del ecuador; y con una velocidad variable, acelerándose según se aleja del punto subsolar, siendo la velocidad media de aproximadamente 3º/min.

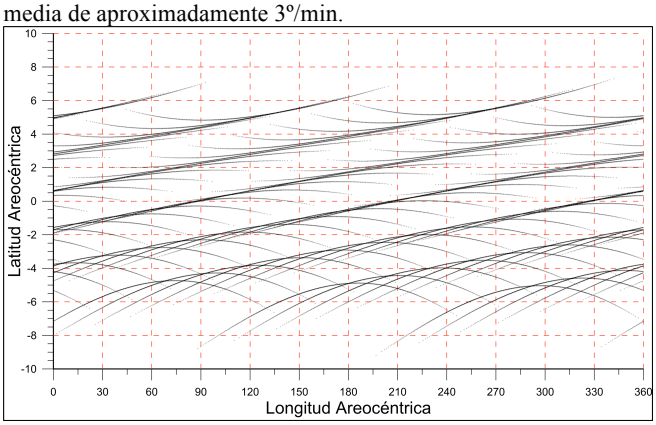


***Figura 2* - Movimiento del centro de la sombra de Fobos en la banda de δφ=±5º alrededor del ecuador para 2014.**

A lo largo de un tránsito la sombra sobre Marte se elonga según Fobos se aleja del meridiano central del Sol, convirtiéndose en una amplia pseudoelipse en los extremos del tránsito (ver la Figura 3). Esta elongación de la sombra también ocurre en su recorrido, durante una misma temporada de eclipses, de un hemisferio al otro.

El radio mínimo de la penumbra es de aproximadamente 30 kilómetros cerca del ecuador, dándose la circularidad únicamente en los equinoccios.

El modelo ha sido testeado nuevamente con las observaciones de los eclipses de Fobos realizadas por los vehículos de exploración marciana *Spirit* y *Opportunity*, con una diferencia media inferior a 0.1 segundos (Romero et al., 2011).

Mediante este modelo se ha desarrollado metodología para establecer un cronograma de observación de eclipses para una misión con anterioridad a su lanzamiento, cuando únicamente esté prevista una elipse de confianza para su amartizaje, estudiando los instantes de tiempo que la sombra de Fobos sobre la superficie de Marte cruza dicha potencial zona de aterrizaje.

Dicha metodología se ha aplicado al primer MNL, la misión *Mars MetNet Precursor Mission* (MMPM) (Romero et al., 2011), y a la *Mars Science Laboratory* (MSL) (Barderas et al., 2012), teniendo en cuenta las restricciones propias de cada misión.

Para la MMPM, con el objetivo de asegurar una presión atmosférica suficiente que garantice el éxito de la misión, está previsto su amartizaje en una banda latitudinal de δφ=±5º alrededor del ecuador; para esta banda latitudinal se han caracterizado los posibles días de observación para el período 2014–2016, listados en la Tabla 2. Para observar los eclipses de Fobos con la misión Precursor se ha planificado detectar los descensos en el nivel de radiación solar obtenidos por el sensor de irradiancia solar MetSIS del que está provista la misión, para el cual se ha diseñado la secuencia de toma de datos específica en forma de ciclograma. Atendiendo a las características propias de la misión, la secuencia se ha establecido en períodos de activación de 1 hora en modo diurno cíclicamente cada 7.657 horas. El instante de inicialización de la secuencia es el del primer paso de sombra por la banda latitudinal de δφ=±5º, incorporando un margen de error de 2.5 minutos.

Tabla 2 – Fechas de observación de eclipses para la banda latitudinal δφ=±5º. Período 2014-2016.

Año	Inicio	Finalización
2014	02/Ago. 1.8117 h	24/Ago 18.4587
2015	02/Jun 3.7757 h	03/Jul. 18.8187
2016	25/Jun. 1.6955 h	17/Jul. 18.3425

Los instantes de inicialización incluyen un margen de 2.5 minutos.

En el caso de la misión MSL de la NASA, puesto que se conocía una elipse de amartizaje de 25x20 kilómetros con anterioridad a su lanzamiento (Golombeck et al., 2011), el cronograma se refinó planteando, además, una simulación de Monte Carlo con el modelo de predicción de eclipses para un observador conocido desde 500

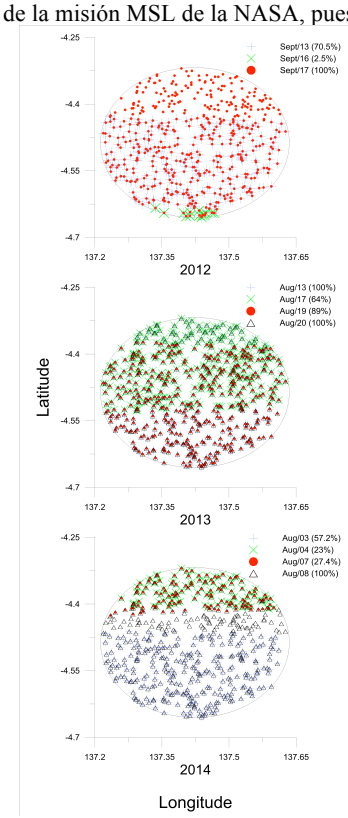


Figura 4 - Visibilidad de los eclipses de Fobos dentro de la elipse de amartizaje de la MSL para 500 posiciones aleatoriamente distribuidas para 2012, 2013 y 2014 obtenidos mediante la simulación Monte Carlo.

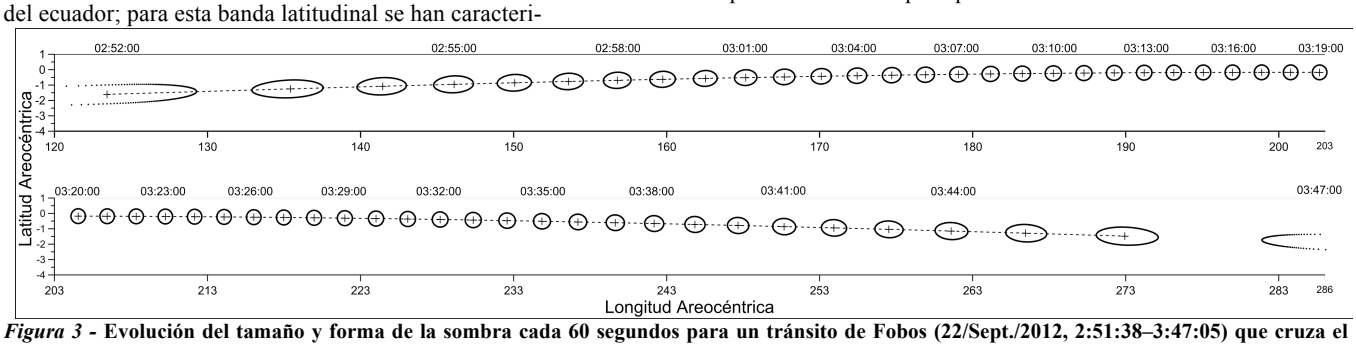


***Figura 3* - Evolución del tamaño y forma de la sombra cada 60 segundos para un tránsito de Fobos (22/Sept./2012, 2:51:38–3:47:05) que cruza el ecuador. La línea punteada indica la dirección de movimiento -hacia el Este-, uniendo los sucesivos puntos del centro de la sombra. Se ha considerado una discretización del borde de Fobos de 360 puntos para la proyección.**

posiciones aleatorias dentro de dicha elipse (ver Figura 4), considerándose el modelo de elevaciones de terreno según Smith et al. (2003).

Los eclipses predichos en el trabajo de Barderas et al., 2012 para los días 13 y 17 de septiembre de 2012 (Lemmon et al., 2013) y 13, 17, 19 y 20 de agosto de 2013 (http://mars.jpl.nasa.gov) han sido fotografiados por la cámara MastCam de la misión. Esto ha permitido comprobar la fiabilidad del método presentado de establecimiento de un cronograma observacional.

4. POSICIONAMIENTO MEDIANTE OBSERVACIÓN DE ECLIPSES

El problema de la determinación de las coordenadas (φ, λ) de una misión a partir de los datos de las observaciones del instante central de un eclipse, t_i, y de su duración, Δt_i, en fechas concretas de eclipses $i = 1, \ldots, n$, requiere invertir la función discontinua, no lineal y multivaluada que modela la predicción de eclipses, fenómeno, que puede escribirse como $\mathbf{M}(\varphi, \lambda, \boldsymbol{c}(t_i), \boldsymbol{d}) = (t_i; \Delta t_i)$, como función de las efemérides de Fobos y el Sol, $\boldsymbol{c}(t_i)$, y de los modelos de forma de Fobos y el Sol, $\boldsymbol{d}$.

Para realizar esta inversión se han empleado los procedimientos desarrollados por Barderas y Romero (2013b) y Romero y Barderas (2012), basados en los algoritmos de Levenberg–Marquardt y el método de relajación por bloques.

El primero de ellos emplea el método iterativo (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963):

$$\left(J^T(x_k)J(x_k)+\mu\mathrm{I}\right)\left(x_{k+1}-x_k\right)=J^T(x_k)v(x_k) \tag{1}$$

donde

$$J(x_k)=\begin{pmatrix}\dfrac{\partial M^1}{\partial\varphi_K} & \dfrac{\partial M^1}{\partial\varphi_K}\\ \dfrac{\partial M^2}{\partial\varphi_K} & \dfrac{\partial M^2}{\partial\lambda_K}\end{pmatrix} \tag{2}$$

con

$$\begin{aligned} M_i^1\left(\varphi,\lambda,\boldsymbol{c}(t),\mathbf{d}\right)&=t_i\\ M_i^2\left(\varphi,\lambda,\boldsymbol{c}(t),\mathbf{d}\right)&=\Delta t_i\end{aligned} \tag{3}$$

El término $\mu>0$ es un factor de amortiguamiento que garantice que la matriz $J^T(x_k)J(x_k)+\mu\mathrm{I}$ sea definida positiva; y se actualice en cada iteración asegurando una reducción del error v.

El segundo método (de Leeuw, 1994) resuelve iterativamente dos bucles iterativos para la latitud, φ:

$$\varphi_{k+1}=\varphi_k+\left[A_\varphi{}^T(\varphi_K,\lambda_k)A_\varphi(\varphi_K,\lambda_k)\right]^{-1}A_\varphi{}^T(\varphi_K,\lambda_k)\left[\Delta t_i-\Delta t_i(\varphi_K,\lambda_k)\right] \tag{4}$$

y la longitud, φ:

$$\lambda_{k+1}=\lambda_k+\left[A_\lambda{}^T(\varphi_{K+1},\lambda_k)A_\lambda(\varphi_{K+1},\lambda_k)\right]^{-1}A_\lambda{}^T(\varphi_{K+1},\lambda_k)\left[\Delta t_i-\Delta t_i(\varphi_{K+1},\lambda_k)\right] \tag{5}$$

supuesto la matriz jacobiana se ha escrito como

$$J(x_k)=\left(\begin{array}{c|c}\dfrac{\partial M^1}{\partial\varphi_K} & A_\lambda(\varphi_K,\lambda_k)=\dfrac{\partial M^1}{\partial\varphi_K}\\ \hline A_\varphi(\varphi_K,\lambda_k)=\dfrac{\partial M^2}{\partial\varphi_K} & \dfrac{\partial M^2}{\partial\lambda_K}\end{array}\right) \tag{6}$$

con M^1 y M^2 según la ecuación (3).

Para ambos métodos, se han realizado diversas simulaciones de localización de la sonda MMPM bajo diferentes condiciones experimentales: a) para distintas localizaciones y condiciones iniciales, b) para distintos valores para la incertidumbre en la medida del tiempo de las observaciones y c) en función del número de eventos observados y de la latitud de amartizaje.

Si bien ambos algoritmos garantizan la convergencia, los resultados muestran la eficiencia del método de relajación coordenado, al evitarse el ensayo y error en la elección de un factor de amortiguamiento apropiado.

Tanto para la latitud como para la longitud la dispersión por debajo del nivel del kilómetro, si la precisión en la medida del tiempo de las observaciones es inferior a 5 segundos, si bien esta precisión en la determinación del lugar de amartizaje disminuye con una menor frecuencia de eclipses a mayores latitudes.

Como principal conclusión, los resultados numéricos muestran, como para la banda de latitudinal de $\delta\varphi=\pm5^\circ$ alrededor del ecuador, puede estimarse la posición dentro de una elipse de 40x60 metros para incertidumbres de 1 segundo en los tiempos de los eclipses.

5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto MEIGA-METNET-PRECURSOR (AYA2008-06420-C04-03, AYA2009-14212-C05-05 y AYA2011-29967-C05-02).

6. REFERENCIAS

Allison, M., McEwen, M. (2000). "A post-pathfinder evaluation of areocentric solar coordinates with improved timing recipes for Mars seasonal/diurnal climate studies". *Planetary and Space Science* **48**, 215–235.

Archinal, B., A'Hearn, M., Bowell, E., Conrad, A., Consolmagno, G., Courtin, R., Fukushima, T., Hestroffer, D., Krasinsky, J.H.G., Neumann, G., Oberst, J., Seidelmann, P., Stooke, P., Tholen, D., Thomas, P., Williams, I. (2011). "Report of the IAU Working Group on Cartographic Coordinates and Rotational Elements: 2009". *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy* **109**, 101–135.

Barderas, G., Romero, P. (2013a). "Observations of Phobos shadow: Analysis of parameters connecting Earth-Mars reference frames". *Planetary and Space Science*, Doi:10.1016/j.pss.2012.06.008.

Barderas, G., Romero, P. (2013b). "On the inverse problem of determining Mars lander coordinates using Phobos eclipse observations". *Planetary and Space Science*, **79**, 39–44.

Barderas, G., Romero, P., Vázquez, L., Vazquez-Poletti, J.L., Llorente, I.M. (2012). "Opportunities to observe solar eclipses by Phobos with the Mars Science Laboratory". *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society,* **426**, 3195–3200.

Bell, J.F., Lemmon, M.T., Duxbury, T.C., Hubbard, M.Y.H.,Wol , M.J., Squyres, S.W., Craig, L., Ludwinski, J.M. (2005). "Solar eclipses of Phobos and Deimos observed from the surface of Mars". *Nature* **436**, 55–57.

Bills, B., Neumann, G.A., Smith, D., Zuber, M.. (2005). "Improved estimate of tidal dissipation within Mars from MOLA observations of the shadow of Phobos". *Journal of Geophysical Research* **110** (E07004).

Burkhart, P.D. (2006). "MSL Update to Mars Coordinate Frame Definitions". *Interoffice Memorandum* **343B-2006-004**. JPL.

Chapront-Touzé, M. (1990). Orbits of the Martian satellites from ESAPHO and ESADE theories. *Astronomy and Astrophysics* **240**, 159–172.

Christou, A.A. (2002). "Lander position determination on Mars using Phobos transits: Application to beagle 2". *Planetary and Space Science* **50**, 781 – 788.

Davies, M., Abalakin, V.K., Brahic, A., M.Bursa, Chovitz, B.H., Lieske, J.H., Seidelmann, P., Sinclair, A.T., Tjuflin, Y.S. (1992). "Report of the IAU Working Group on Cartographic Coordinates and Rotational Elements": 1991. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy* **53**, 377–397.

Dean, E., Theiling, D., McCartney, E., Proton, J., Bell, J., Lemmon, M., Duxbury, T. (2010). "Phobos transits the Sun".

Di, K., Xu, F., Wang, J., Agarwal, S., Brodyagina, E., Li, R., Matthies, L. (2008). "Photogrammetric processing of rover imagery of the 2003 Mars Exploration Rover mission". *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **63**, 181–201495–509.

Duxbury, T. (1978). "Spacecraft imaging of Phobos and Deimos". *Vistas in Astronomy* **22**, 149–161.

Edwards, C., Bruvold, K., Erickson, J., Gladden, R., Guinn, J., Ilott, P., Jai, B., Johnston, M., Kornfeld, R., Martin-Mur, T., McSmith, G., Thomas, R., Varghese, P., Signori, G., Schmitz, P. (2010). "Telecommunications relay support of the Mars Phoenix lander mission", en: *Aerospace Conference*, **2010 IEEE**, pp. 1 –13.

Folkner, W.M., Yoder, C.F., Yuan, D.N., Standish, E.M., Preston, R.A. (1997). "Interior structure and seasonal mass redistribution of Mars from radio tracking of Mars Pathfinder". *Science* **278**, 1749–1751.

Golombek, M., Grant, J., Vasavada, A., Grotzinger, J., Watkins, M., Kipp, D., Dobrea, E.N., Gries, J., Parker, T. (2011). "Final four landing sites for the Mars Science Laboratory", en: *Fifth MSL Landing Site Workshop*, Monrovia, CA, USA.

Harri, A., Schmidt, W., Romero, P., Vázquez, L., Barderas, G., Kemppinen, O., Aguirre, C., Vázquez-Poletti, J., Llorente, I., Haukka, H., Paton, M. (2012a). "Phobos eclipse detection on Mars: Theory and practice". *Finnish Meteorological Institute*, **Reports 2012:2**, 1–48.

Harri, A.M., Haukka, H., Alexashkin, S., Guerrero, H., Schmidt, W., Genzer, M., Vazquez, L. (2012b). "Mars MetNet mission payload overview". *EPSC Abstracts* **7**, EPSC2012–409.

Lemmon, M., III, J.B., Malin, M., Bean, K., Wol , M., Vasavada, A., Martín-Torres, F., Zorzano, M.P. and the MSL Science Team (2013). "Astrometric observations of Phobos and Deimos during solar transits imaged by the Curiosity Mastcam", en: *44th Lunar and Planetary Science Conference*, **1787**.

Levenberg, K. (1944). "A method for the solution of certain non-linear problems in least squares". *Quarterly of Applied Mathematics* **2**, 164–168.

de Leeuw, J. (1994). Block-relaxation algorithms in statistics.

Li, R., Archinal, B.A., Arvidson, R.E., Bell, J. (2006). "Spirit rover localization and topographic mapping at the landing site of Gusev crater, Mars". *Journal of Geophysical Research* **111**, E02S06.

Li, R., Squyres, S., Arvidson, R., Archinal, B., Bell, J.I., Cheng, Y., Crumpler, L., Marais, D.D., Di, K., Ely, T., Golombek, M., Graat, E., Grant, J., Guinn, J., Johnson, A., Greeley, R., Kirk, R., Maimone, M., Matthies, L., Malin, M., Parker, T., Sims, M., Soderblom, L., Thompson, S., Wang, J., Whelley, P., Xu, F. (2005). "Initial results of rover localization and topographic mapping for the 2003 Mars Exploration Rover mission". *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* **71**, 1129–1142.

Marquardt, D. (1963). "An algorithm for the least-squares estimation of nonlinear parameters". *SIAM Journal of Applied Mathematics* **11**, 431–441.

Oberst, J., Wählisch, M., Zeitler, W., Jaumann, E.H.R. (1998). "Mars pathfinder: Cartographic analysis of the landing site from orbit", en: *IAPRS*.

Rainey, E.S.G., Aharonson, O. (2006). "Estimate of tidal Q of Mars using MOC observations of the shadow of Phobos", en: *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, **2138**.

Romero, P., Barderas, G., Vázquez-Poletti, J., Llorente, I. (2011). "Spatial chronogram to detect Phobos eclipses on Mars with the MetNet Precursor Lander". *Planetary and Space Science*, **59**, 1542–1550.

Smith, D., Neumann, G., Arvidson, R., Guinness, E., Slavney, S. (2003). "Mars Global Surveyor Laser Altimeter mission experiment gridded data record". *NASA Planetary Data System* **MGS-M-MOLA-5-MEGDR-L3-V1.0**.

Standish, E.M., Williams, J.G. (2009). "Orbital ephemerides of the Sun, Moon, and Planets". En: *Explanatory Supplement to the American Ephemeris and Nautical Almanac*, ftp://ssd.jpl.nasa.gov/pub/eph/planets/ioms/ExplSupplChap8.pdf, JPL.

Vázquez-Poletti, J. L.; Barderas, G.; Llorente, I. M., Romero, P. (2012). "A Model for Efficient Onboard Actualization of an Instrumental Cyclogram for the Mars MetNet Mission on a Public Cloud Infrastructure". *Lecture Notes in Computer Science. PARA 2010: State of the Art in Scientific and Parallel Computing*, **7133**,. 33-42.

Willner, K., Oberst, J., Wählisch, M., Matz, K.D., Roatsch, T. (2007). "Observations of Phobos and its shadow: Implications for the Phobos orbit", en: *SPP* **1115 (**4 Colloquium).

Yoder, C., Standish, E. (1997). "Martian precession and rotation from Viking lander range data". *Journal of Geophysical Research* **102**, 4065–4080.

Evaluación de la calidad de medida en equipos GNSS (Global Navigation Satellite System)

Assessment of quality in GNSS (Global Navigation Satellite System) measurement

Teresa Fernández Pareja[(1)]
[(1)] Departamento de Ingeniería Topográfica y Cartografía. Universidad Politécnica de Madrid, te_fer@topografia.upm.es

SUMMARY

In recent years various measurement systems have been developed in geomatic applications, all of them based on massive data acquisition in real-time with high metrological quality. New measuring systems provide abundant spatial information and offer significant advantages in many applications in the field of aerospace, automotive, reverse engineering, deformations control, etc. The use of some or other systems will depend on requirements that work or project demands, but in all cases, the measurement systems must regularly have a metrological checking in order to estimate measurement uncertainty and assured its traceability. It could be argued that Global Navigation Satellite System (GNSS) is the main tool used in those geomatic applications in which we must achieve the lowest uncertainties. This paper presents the necessity of metrological control of a kind of equipment as specific as that used in the GNSS.

1. INTRODUCCIÓN

La idea fundamental de esta comunicación es mostrar la necesidad del control metrológico y la evaluación de la calidad de medida de un instrumental tan específico como es el que se utiliza en Global Navigation Satellite System (GNSS). GNSS tiene un gran número de aplicaciones que aumenta día a día, convirtiéndose en una herramienta esencial en los proyectos geomáticos a los que se refiere el presente documento.

La calidad de medida de los equipos GNSS se puede determinar mediante la calibración de dicho instrumental, por lo que resulta esencial el diseño de Procedimientos Técnicos de Calibración (PTC) apropiados y adaptados a este instrumental específico. El correcto diseño y desarrollo de los PTC exige, por un lado, un profundo conocimiento del instrumental objeto de estudio y por otro, un análisis de la normativa relacionada con la determinación de la calidad de la medida, poniéndose de manifiesto la importancia que tiene la normalización en la gestión y control metrológico, I. Greenway (2006).

En la actualidad no existe consenso en la calibración de equipos GNSS, ni se asegura la trazabilidad de las medidas y sus incertidumbres. Esto es debido a que se trata de un campo muy complejo y existen diferentes puntos de vista con respecto a lo que sería exactamente necesario para calibrar dichos equipos y llevar a cabo la calibración.

En esta comunicación se presentan diversas alternativas en dos redes de control. Una de ellas es la Base Lineal Multipunto (BLM) de la Universidad Politécnica de Madrid (UPM). La otra red de control es la Red Geodésica Experimental (RGE) de la UPM. Ambas redes de control presentan unas características físicas y geométricas que permiten utilizar las redes de forma práctica, inmediata y eficiente, reuniendo los requisitos para considerarlas como redes patrón con el fin asegurar la trazabilidad en la calibración de equipos GNSS.

2. ASPECTOS SINGULARES EN LA ADQUISICIÓN DE DATOS CON TECNOLOGÍA GNSS

El posicionamiento mediante técnicas satelitales no difiere, en lo que se refiere a los sistemas de gestión de la calidad, de los métodos geodésicos convencionales, International Standard ISO 9001 (2008). Sin embargo, teniendo en cuenta que la medida mediante técnicas GNSS puede considerarse como un nuevo proceso, deben de efectuarse algunos cambios con el fin de acomodar la gestión clásica a la nueva realidad. Esto supone desarrollar un modelo de gestión que debe basarse en un detallado y ordenado procedimiento que recoja las características específicas de la tecnología GNSS, la cual permite la adquisición masiva de datos y "con tan sólo apretar un botón" los datos, su tratamiento y cálculo fluyen automáticamente, R. Staiger (2009).

En general, el usuario de los equipos no conoce su funcionamiento interno ni puede acceder a su interior, e incluso en ocasiones descuida el realizar verificaciones y/o calibraciones periódicamente. Por otra parte, es frecuente que las especificaciones de exactitud y fiabilidad de los equipos proporcionadas por los fabricantes sean ambiguas y poco satisfactorias siendo habitual que el usuario crea que los resultados de las mediciones siempre son correctos; sin embargo esta creencia es inexacta y, aunque la adquisición de datos es más cómoda y ágil que aplicando metodologías clásicas, el proceso completo de la medida es actualmente más complejo e incluso los resultados están directa o indirectamente influenciados por el observador, R. Steiger (2004).

En las aplicaciones en las que la adquisición masiva de datos se realiza con equipos GNSS, pueden contemplarse asociados algunos aspectos considerablemente específicos que no repercuten directamente en el proceso de captura de datos, pero sí van a tener una gran influencia en los resultados de la medida.

Para obtener los mejores resultados y alcanzar la mejor precisión posible, se necesita conocer y minimizar las causas de error que pueden aparecer, para lo que es esencial que el instrumental utilizado esté en perfectas condiciones de uso y que se asegure que, mediante su verificación y/o calibración, es adecuado y totalmente funcional.

La práctica profesional adecuada en GNSS abarca un campo muy variado, no obstante se pueden contemplar algunos indicadores ampliamente aceptados que pueden considerarse como los más apropiados para alcanzar los mejores resultados de las medidas, I. Silva et al. (2010). Las principales causas de incertidumbre que aparecen en las observaciones con equipos GNSS cuyo efecto es la disminución de la exactitud del posicionamiento, son las siguientes:

. Pérdidas de la señal del satélite
. Efecto ionosférico y troposférico
. Cálculo incorrecto de ambigüedades
. Variación del centro radioeléctrico de la antena
. Dilution of Precision (DOP)
. Longitud inapropiada de la línea base
. Falta de redundancia de la red
. Uso de referencias y/o datum con una pobre calidad metrológica
. Efecto multitrayectoria
. Incorrecto funcionamiento del equipo
. Equivocaciones y errores personales debidos a la ignorancia o inadecuada práctica profesional.

Con el fin de controlar el proceso de medida completo con tecnología GNSS y alcanzar las precisiones requeridas por el cliente, es importante planificar cuidadosamente las diferentes fases del proceso global de la adquisición de datos del proyecto.

La primera fase del proceso de medida consiste en los trabajos de campo. Las responsabilidades están repartidas entre el director de los trabajos y los operadores de los instrumentos, los cuales deben tener la formación y entrenamiento adecuado y disponer de toda la información documental necesaria para ejecutar las mediciones. La experiencia muestra que en esta fase se cometen la mayoría de los errores que incluso corregidos, podrían llevar a rechazar los resultados. La segunda fase es el tratamiento de datos. La principal recomendación en esta etapa es que todas las observaciones GNSS se procesen cuanto antes para identificar posibles problemas. La recuperación de datos incluye la transferencia de los datos capturados y su comprobación, la realización de una copia de seguridad y la organización de los datos en una base de datos. Las diferentes etapas de esta fase tienen que asegurar que los procedimientos del procesamiento de datos se puedan repetir siempre que sea necesario y que los resultados se alcancen del mismo modo. Una vez finalizadas las operaciones de campo y procesamiento de los datos, la siguiente etapa consiste en la redacción de un informe final con toda la información necesaria para poder evaluar la calidad de los resultados.

3. CONTROL METROLÓGICO

La calibración y/o verificación de los equipos de medición permite su control metrológico, por lo que resulta esencial el diseño y desarrollo de Procedimientos Técnicos de Calibración (PTC) que permiten estimar la incertidumbre de medida que proporcionan los equipos y de esta forma garantizar que los resultados de las mediciones realizadas son conformes a las precisiones pretendidas. El diseño de los PTC exige, por un lado, un profundo conocimiento del instrumental objeto de estudio y por otro, un análisis de la normativa relacionada con la determinación de la calidad de la medida. La verificación de los instrumentos geodésicos y topográficos puede llevarse a cabo siguiendo los requerimientos de la serie de normas ISO 17123 que permite determinar la repetibilidad del instrumento, poniendo de manifiesto la importancia que tiene la normalización en la gestión y control metrológico, I. Greenway (2006). La parte 8 de la norma ISO 17123, véase International Standard ISO 17123-8 (2007), describe un método en campo para evaluar la repetibilidad de un equipo GNSS, entendiéndola fundamentalmente como una verificación en campo que ayuda a discernir si un equipo es apropiado para ser utilizado en una determinada aplicación, y que constituye un primer paso en el cálculo de incertidumbres.

El proceso de verificación no se debe confundir con la calibración que vincula directamente el instrumento a los patrones internacionales a través de la trazabilidad, considerada como uno de los pilares de la calibración, lo que exige una estructura de la organización metrológica internacional que asegure la adecuada diseminación de los patrones. En lo referente a la calibración de equipos GNSS, aunque se han publicado estudios con distintas propuestas, véase G. Wübbena (2007), en la actualidad no existe consenso ni se asegura la trazabilidad de las medidas y sus incertidumbres.

A continuación, y con el fin de establecer la trazabilidad en la calibración de equipos GNSS, se presentan diversas alternativas en dos redes de control. Una de las redes es la Base Lineal Multipunto (BLM) de la UPM. La longitud de la base es de 60m. Su diseño está basado en la base de Schwendener, J.M. Rüeger (1996), por lo que es posible la calibración de equipos de medida electromagnética de distancias en la BLM. Consta de cuatro pilares de observación A, B, C y D con centrado forzado y alineados en su coronación en una recta que se aproxima a la horizontal. También dispone de tres puntos auxiliares para el control angular de estaciones totales. En la Figura 1 se puede observar la distribución de los pilares de la BLM.

La otra red considerada, Figura 2, es la Red Geodésica Experimental (RGE) de la UPM. Está formada por 6 vértices materializados por un pilar cilíndrico con centrado forzado sobre una base prismática. Fue diseñada a partir del análisis de un modelo matemático a priori; el resultado fue la obtención de una red que presenta una óptima distribución geométrica y es apta para ser observada tanto mediante procedimientos clásicos de medida de ángulos y distancias, como para su observación por técnicas GNSS.



***Figura 1* - Configuración geométrica de la BLM.**
(Geometric configuration of BLM.)

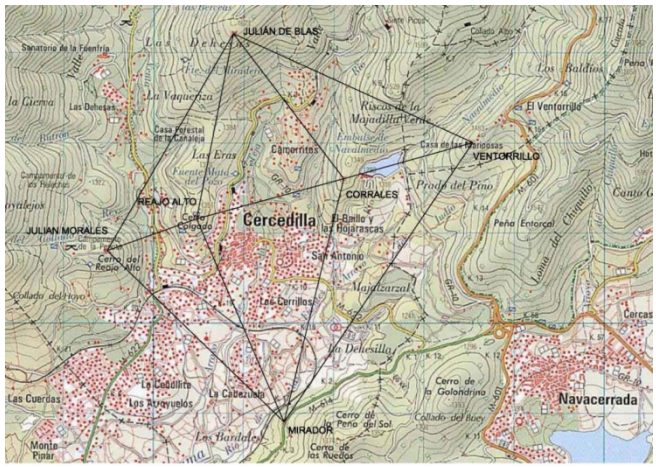


***Figura 2* - Configuración geométrica de la RGE.**
(Geometric configuration of RGE.)

En las proximidades de la RGE se construyó una Red de Control Altimétrico (RCA) en la que tres de las bases tienen una configuración geométrica que se ajusta a las especificaciones de la norma ISO 17123-8, Figura 3.

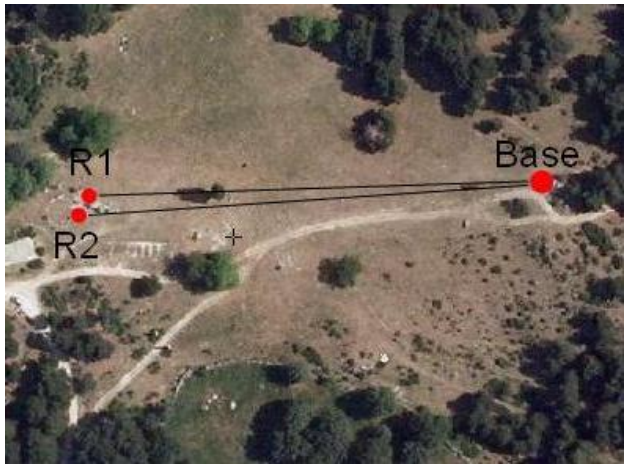


***Figura 3* – Red de Control Altimétrico.**
(Altimetry Control Network.)

La norma ISO 17123-8 se ha aplicado en la BLM y en la RCA utilizando dos modelos diferentes de equipos GNSS, Leica System 1200 y Trimble R8, cuyas desviaciones típicas teóricas en posición

y altura son σ_{xy} = ± (10 mm + 1 ppm) y σ_h = ± (20 mm + 1 ppm) respectivamente cuando los posicionamientos se realizan en RTK.

4. APLICACIÓN DE ISO 17123-8 EN LAS REDES

Con el fin de determinar la repetibilidad de los equipos considerados en este estudio, Leica System 1200 y Trimble R8, se ha aplicado en la BLM y en la RCA el procedimiento propuesto en la norma ISO 17123-8, que esencialmente consiste en materializar un punto base y dos puntos rover. La separación de los dos puntos rover debe estar comprendida entre los 2m y 20m aproximadamente. Como observables originales se tratan las coordenadas horizontales y la altura elipsoidal. Para asegurar que las medidas están libres de valores atípicos, se toman como valores nominales la distancia horizontal y desnivel entre los dos puntos rover.

Ninguna de las series de observaciones realizadas con los dos equipos GNSS en las redes está afectada por valores atípicos. Los resultados de la aplicación de la norma ISO 17123-8 en la BLM y la RCA con ambos equipos se muestran en la Tabla 1, donde $s_{ISO\text{-}GNSSRTK\text{-}xy}$ y $s_{ISO\text{-}GNSSRTK\text{-}h}$ son las desviaciones típicas experimentales de una posición y de la altura respectivamente.

Tabla 1* - Desviaciones típicas experimentales *(Experimental standard deviations)

	BML Leica1200	BML TrimbleR8	RCA Leica1200	RCA TrimbleR8
$s_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}xy}$	9,2 mm	11,2 mm	3,6 mm	7,3 mm
$s_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}h}$	22,1 mm	14,7 mm	16,1 mm	22,7 mm

A continuación se realizan los tests estadísticos con el fin de interpretar resultados contestando a las siguientes preguntas:

Pregunta a: ¿la desviación típica experimental de una posición (x,y), $s_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}xy}$, es más pequeña o igual que el correspondiente valor, σ_{xy}, declarado por el fabricante?

Pregunta b: ¿la desviación típica experimental de una altura, $s_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}h}$, es más pequeña o igual que el correspondiente valor, σ_h, declarado por el fabricante?

Pregunta c: ¿dos desviaciones típicas experimentales de una posición (x,y), $s_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}xy}$ y $\tilde{s}_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}xy}$, determinadas a partir de dos muestras diferentes pertenecen a la misma población, suponiendo que ambas muestras tienen el mismo número de grados de libertad, $v_x + v_y$ y $\tilde{v}_x + \tilde{v}_y$, correspondientes a $s_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}xy}$ y $\tilde{s}_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}xy}$ respectivamente?

Pregunta d: ¿dos desviaciones típicas experimentales de una altura h, $s_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}h}$ y $\tilde{s}_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}h}$, determinadas a partir de dos muestras diferentes pertenecen a la misma población, suponiendo que ambas muestras tienen el mismo número de grados de libertad, v_h y $\tilde{v}_h$, correspondientes a $s_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}h}$ y $\tilde{s}_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}h}$ respectivamente?

En la Tabla 2 se presentan los resultados de los tests estadísticos que responden a las preguntas a y b.

Tabla 2* – Tests estadísticos a y b *(Statistical Tests a and b)

Pregunta	Hipótesis nula	BLM L1200	BLM R8	RCA L1200	RCA R8
a	$s_{ISO\text{-}GNSSRTK\text{-}xy} \leq \sigma_{xy}$	not rejected	not rejected	not rejected	not rejected
b	$s_{ISO\text{-}GNSSRTK\text{-}h} \leq \sigma_h$	not rejected	not rejected	not rejected	not rejected

La Tabla 3 contiene el resultado de los tests estadísticos que responden a las preguntas c y d.

Tabla 3* – Tests estadísticos *c y d (Statistical Tests c and d)

Pregunta	Hipótesis nula	BLM L1200/R8	RCA L1200/R8
c	$\sigma_{xy} = \tilde{\sigma}_{xy}$	not rejected	rejected 0,59≥0,24≤1,70 (mm)
d	$\sigma_h = \tilde{\sigma}_h$	rejected 0,47≤2,27≥2,13 (mm)	not rejected

Los tests estadísticos ponen de manifiesto que las desviaciones típicas $s_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}xy}$ y $\tilde{s}_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}xy}$ de los equipos Leica 1200 y Trimble R8 respectivamente, no pertenecen a la misma población en la RCA, mientras que la hipótesis nula rechazada en la pregunta d indica que las desviaciones típicas $s_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}h}$ y $\tilde{s}_{ISO\text{-}GNSS\ RTK\text{-}h}$ de ambos equipos no pueden considerarse pertenecientes a la misma población en la BLM.

5. EVALUACIÓN DE INCERTIDUMBRES

La estimación de incertidumbres se ha realizado de acuerdo con la Guide to the expression of uncertainty in measurement, BIPM (2008). El modelo metrológico que se ha definido responde a las siguientes expresiones:

$$x_v = x_m + c_{repetibilidad} + c_c + c_x + c_{ion} + c_{trop} + c_M + c_F + c_{PDOP} + c_{estado}$$
$$y_v = y_m + c_{repetibilidad} + c_c + c_y + c_{ion} + c_{trop} + c_M + c_F + c_{PDOP} + c_{estado}$$
$$h_v = h_m + c_{repetibilidad} + c_i + c_h + c_g + c_{ion} + c_{trop} + c_M + c_F + c_{PDOP} + c_{estado}$$

Donde:

$c_{repetibilidad}$ = repetibilidad del equipo GNSS
c_c = corrección por defecto de centrado
c_i = corrección debida a la medida de la altura de la antena
c_x, c_y, c_h = corrección debida a la posición de las estaciones base
c_{ion} = corrección por efecto ionosférico
c_{trop} = corrección por efecto troposférico
c_M = corrección por efecto multitrayectoria
c_F = corrección por falta de coincidencia del centro radioeléctrico de la antena con el centro mecánico
c_{PDOP} = corrección debida a la geometría de los satélites
c_{estado} = corrección por el estado de los osciladores en el satélite y receptor.

Establecida la función modelo, se realiza el balance de incertidumbres, definiendo para cada una de las contribuciones, su tipo, A o B, la distribución de probabilidad y el coeficiente de sensibilidad. Aplicando la ley de propagación de la incertidumbre, se calcula la incertidumbre típica combinada del posicionamiento de puntos con equipos GNSS. La metodología de observación que se ha aplicado en las redes está pensada y orientada para conseguir eliminar, en la mayor medida posible, la influencia de las incertidumbres debidas a ciertos errores que no son bien conocidos o su modelización es muy compleja; por lo que en el caso de influir en el resultado de la medida, dichas influencias se consideran incluidas en la desviación típica experimental.

La siguiente tabla muestra la incertidumbre típica combinada, u_c, de una posición *(x,y)* y de la altura *(h)* calculada para cada uno de los equipos en la BLM y en la RCA.

Tabla 4* – Incertidumbre típica combinada, u_c *(Combined standard uncertainty, u_c)

Red	Equipo GNSS	$u_c(x,y)$	$u_c(h)$
BLM	Leica 1200	9,3 mm	22,2 mm
BLM	Trimble R8	11,9 mm	14,7 mm
RCA	Leica 1200	4,6 mm	16,5 mm
RCA	Trimble R8	7,9 mm	22,7 mm

A partir de la incertidumbre típica combinada de la estimación y del mensurando Y, se define un intervalo entorno al resultado de la medida con un alto nivel de confianza p (%), aproximadamente

el 95%, de que se encuentre el mensurando en dicho intervalo. La definición del intervalo de confianza se produce con la determinación de un factor de cobertura k_p, que aplicado a una incertidumbre típica combinada, proporciona una incertidumbre expandida, $U_p = k_p\ u_c(y)$. La Tabla 5 presenta la incertidumbre expandida, U, de una posición *(x,y)* y de la altura *(h)* calculada para cada uno de los equipos GNSS en la BLM y en la RCA.

Tabla 5* – Incertidumbre expandida, *U (Expanded uncertainty, U)

Red	Equipo GNSS	*U(x,y)*	*U(h)*
BLM	Leica 1200	19,4 mm	46,5 mm
BLM	Trimble R8	25,0 mm	30,8 mm
RCA	Leica 1200	9,4 mm	34,5 mm
RCA	Trimble R8	16,3 mm	47,7 mm

Los valores de las tablas ponen de manifiesto que las incertidumbres de un mismo equipo en cada una de las dos redes no son coincidentes, manteniéndose la diferencia encontrada constante entre equipos en la posición (x,y) y ligeramente diferente en la altura h. Esto es debido a factores extrínsecos al instrumento e imposibles de evitar en observaciones con equipos GNSS, como son la posición y geometría de los satélites en sus órbitas o variaciones producidas por efectos ionosféricos y troposféricos, quedando reflejados los efectos de estas contribuciones a la incertidumbre de medida en la desviación típica experimental.

6. CALIBRACIÓN DE EQUIPOS GNSS

¿Puede ser calibrado un equipo GNSS? ¿Cuál sería el patrón de medida? ¿Es posible conseguir trazabilidad en los sistemas GNSS? Estas preguntas no tienen todavía una respuesta clara e indiscutible. Sin embargo, es indudable que la extendida utilización de equipos GNSS exige, si no una respuesta a las preguntas planteadas, sí el diseño de procedimientos normalizados que sean adecuados para verificar y/o calibrar estos equipos de medida cuando se implanta un sistema de gestión de la calidad.

Centrando el estudio en la BLM y la RGE para considerarlas como redes patrón aptas para calibración, o aproximación a la calibración, de equipos GNSS, se van a considerar dos procesos distintos pero finalmente convergentes en lo que se refiere a la idoneidad de las redes para la comparación de un equipo o instrumento con un patrón y obtención de la corrección de calibración local.

Uno de los procesos propuestos consiste en realizar posicionamientos con equipos GNSS de alta gama en modo estático y diferencial. Para alcanzar una alta exactitud, es necesario realizar campañas de 24 horas o aumentar el número de sesiones, de al menos dos horas, y repetirlas en diferentes momentos del día y en días distintos. La elección de una u otra opción depende del lugar en que se realice el posicionamiento y del personal y los medios disponibles; obtenidas las coordenadas tridimensionales de los puntos de las redes y sus incertidumbres asociadas, podrían ser dichas redes consideradas como redes patrón. No obstante, este proceso revela un significativo inconveniente: la trazabilidad de las redes no está asegurada.

El otro proceso que se propone consiste en asignar coordenadas tridimensionales a las bases de las redes a partir de mediciones realizadas aplicando métodos de observación clásicos con estación total, previamente calibrada y de la que se conoce su incertidumbre asociada a la medida de ángulos verticales, horizontales y distancias. Hay que indicar que, si bien la calibración de estaciones totales es un proceso más o menos complejo, pero que está resuelto, la observación de las redes con estación total se realiza ineludiblemente en condiciones de campo, puesto que si se pretende se sean redes patrón para el control metrológico de equipos GNSS, no es posible establecer tales redes en el interior de un laboratorio donde sería compleja la recepción de las señales procedentes de los satélites. Las observaciones clásicas con estación total en campo presentan un inconveniente ya que las condiciones meteorológicas no están controladas, lo que limita la exactitud de las mediciones. En la BLM y en la RCA este inconveniente no es especialmente grave debido a las cortas distancias entre las bases, aunque en la estimación de las incertidumbres habrá que considerar algunas contribuciones que no se tienen en cuenta cuando las mediciones se ejecutan en un laboratorio. Sin embargo, en la RGE, donde la distancia media entre las bases de la red es de aproximadamente 2,5 km, la influencia por factores meteorológicos en las observaciones debe ser considerada, de modo que para eliminar en lo posible tales influencias, la metodología de observación que se efectúa es compleja y exige, además de un número mínimo de dos observadores experimentados y personal auxiliar, un tiempo de observación al menos cinco veces mayor del que sería necesario si las mediciones se realizaran con equipos GNSS en modo estático y diferencial, y aún así, las exactitudes alcanzadas con estación total en ningún caso mejorarían a las obtenidas con equipos GNSS.

Superados los inconvenientes que se han expuesto respecto a la adquisición de datos, hay que considerar un modelo metrológico más complejo y nuevas contribuciones a la incertidumbre de medida. Finalmente, se tendrán las coordenadas tridimensionales, y sus incertidumbres asociadas, de cada punto de las redes asegurando la trazabilidad y en consecuencia, poder considerarlas como redes patrón.

7. CORRECCIÓN DE CALIBRACIÓN

El resultado de la calibración de un patrón se establece mediante el valor de la magnitud objeto de estudio y su incertidumbre. Sin embargo, si se trata de un instrumento con el que se va a determinar una magnitud dentro de un campo de medida, no es posible calibrarlo en todos los puntos que abarca su campo de medida. En este caso, la calibración del instrumento proporciona una corrección de calibración y su incertidumbre en cada punto de calibración. La corrección de calibración se obtiene mediante la expresión:

$c_c = y_0 - \overline{y_c}$, donde:

c_c es la corrección de calibración.

y_o es el valor de la magnitud adoptada como patrón.

$\overline{y_c}$ es el promedio de las medidas realizadas.

La ley de propagación de la incertidumbre en la expresión anterior permite obtener la incertidumbre de la corrección de calibración como:

$u_c = \sqrt{u_0^2 + \overline{u}_c^2}$, donde:

u_c es la incertidumbre típica de la corrección de calibración local.

u_o es la incertidumbre típica de la magnitud adoptada como patrón.

$\overline{u}_c$ es la incertidumbre típica de las medidas realizadas.

Establecida la trazabilidad metrológica en la RGE y en la BLM, la determinación de las correcciones de calibración local y sus incertidumbres asociadas se realiza partiendo de las distancias entre las bases que conforman la redes, consideradas como distancias patrón, así como sus desviaciones típicas experimentales. Asimismo, se han realizado observaciones GNSS en las redes con los dos equipos considerados, Leica 1200 y Trimble R8, de los cuales se van a determinar las correcciones de calibración local y sus incertidumbres expandidas.

La estimación de las incertidumbres de las correcciones de calibración local, u_c, exige la determinación de las incertidumbres típicas de las distancias, u_{d_eje}, obtenidas a partir de las coordenadas tridimensionales de las bases. Dichas incertidumbres se estiman aplicando dos metodologías diferentes: una de ellas consiste en aplicar la ley de propagación de la incertidumbre, mientras que en la otra se emplea la propagación de distribuciones usando el método de Monte Carlo, véase BIPM (2008); de este modo es posible realizar un análisis que permita concluir si se encuentran diferencias entre ambas metodologías. Los resultados obtenidos en las dos redes, RGE y BLM, confirman la validez de ambas

metodologías en la determinación de la incertidumbre típica de las distancias calculadas.

Estimadas las incertidumbres típicas de las distancias entre las bases de las redes, se está en disposición de evaluar la incertidumbre típica de las correcciones de calibración local, lo que llevará finalmente a la determinación de la incertidumbre expandida de las correcciones de calibración local calculadas con un factor de cobertura k=2, definiendo un intervalo con un nivel de confianza aproximado del 95%.

8. CONCLUSIONES

El análisis de los resultados obtenidos en las redes consideradas en esta investigación permite concluir que la ubicación geográfica de la redes de control influye en la estimación de la incertidumbre típica combinada. Se recomienda determinar la incertidumbre de medida de un equipo en un lugar tan próximo a la realización del trabajo o proyecto como sea posible, especialmente si las exigencias de exactitud son elevadas.

Dadas las características constructivas y geométricas de las redes analizadas, es posible determinar los valores nominales de las coordenadas tridimensionales de las bases de las redes con instrumental geodésico de alta exactitud, cuya trazabilidad a patrones nacionales puede asegurarse. A pesar de la complejidad que presenta este proceso cuando se trata de la RGE, se recomienda su desarrollo en esta red debido a su diseño y óptima distribución geométrica de sus bases. Así mismo, resulta interesante el disponer de redes en las que, a pesar de no garantizar su trazabilidad, se han determinado sus coordenadas 3D mediante técnicas GNSS con gran exactitud. Este hecho las hace aptas para el control y verificación de equipos GNSS, altamente recomendable entre los períodos de recalibración de los equipos.

La tecnología GNSS, que actualmente ofrece la posibilidad de conseguir altas exactitudes en numerosos proyectos geomáticos, exige que los equipos se sometan a un riguroso control metrológico con el fin de conocer lo que puede esperarse de ellos en los diferentes ámbitos de actuación y aplicaciones, para tener así la certeza de que los resultados de las mediciones serán los correctos.

9. REFERENCIAS

BIPM, IEC, IFCC, ILAC, ISO, IUPAC, IUPAP and OIML (2008): "Evaluation of Measurement Data—Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement". JCGM 100.

BIPM, IEC, IFCC, ILAC, ISO, IUPAC, IUPAP and OIML.(2008): "Evaluation of Measurement Data-Supplement 1 to the Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement-Propagation of distributions using a Monte Carlo Method". JCGM 101.

G. Wübbena, M. Schmitz, G. Mader, F. Czopek (2007): "GPS Block II/IIA Satellite Antenna Testing using the Automated Absolute Field Calibration with Robot". *ION GNSS*, 25-28, September. Fort Worth, Texas.

I. Greenway (2006): "Standards-their vital role". XXIII FIG International Congress, Munich, Germany.

I. Silva, A. Pantoja, J.C. Toledo (2010): "A quality management system for positioning with GNSS technology". *Survey Review*, **318**, 42, 397-405.

International Standard ISO 17123-8 (2007): "Optics and optical instruments – Field procedures for testing geodetic and surveying instruments – Part 8: GNSS field measurement system in real-time kinematic (RTK)".

International Standard ISO 9001 (2008): "Quality management systems – Requirements".

J.M. Rüeger (1996): "Electronic Distance Measurement" 4th Edition, Springer-Verlag Berlin, Heidelber, New York, ch. 13, 186-208.

R. Steiger (2004) : "Le Contrôle des Instruments Géodesiques", *XYZ Revue de l'Association Français de Topographie*, **99**, 2, 39-46.

R. Staiger (2009): "Push the Button – or Does the Art of Measurement Still Exist?", *International Federation of Surveyors. Article of the Month*, June.

Red de nivelación de la marisma del Parque Nacional de Doñana. Infraestructura de apoyo para el seguimiento evolutivo micro-topográfico de su lecho.

Levelling net in the mash of Doñana National Park. Supporting infrastructure for monitoring the micro-topographic evolution of the bed

José Carlos Robredo Sánchez[(1)],Juan Ángel Mintegui Aguirre[(1)], Pablo Huelin Rueda[(1)],Carlos de Gonzalo Aranoa[(1)],José Elorrieta Jove[(1)]

[(1)]EscuelaTécnica Superior de Ingeniería de Montes, Forestales y Medio Natural. Universidad Politécnica de Madrid, 28040 Madrid, josecarlos.robredo@upm.es

SUMMARY

First years of the decade of 1990 an accelerated modification of the micro-topography of characteristic elements in the marsh of Doñana National park was detected. This made managers of the Park to plan in 1995 a project of assessment of sedimentary dynamics in the protected area. In this project, precise topographic works were demanded, which showed in detail the relief of characteristic elements of the marsh; its shallow ponds (lucios) and streams (caños). The study was a beginning for the subsequent monitoring of sedimentary and erosion processes caused by external and endogenous factors. Those works designed a net of support points formed by landmarks fixed to terrain and among them a geometric levelling was made to characterise the elements mentioned. All levelling stretches were joined up to obtain a precise absolute height for large amount of strategically distributed points. The net covered 215 km of levelling specifying the micro-topography and positioning of characteristic elements.

Afterwards in 2008, differential GPS measures have been taken on the net, what allowed developing a detailed undulation map of the geoid. This permits the use of DGPS for monitoring the morphologic changes in a more efficient way.

Key words: *marsh, geometric levelling, relief, characteristic elements, differential GPS, geoid, topographic measures.*

RESUMEN

La apreciación, a principios de los años 90 del pasado siglo, de modificaciones aceleradas en la micro-topografía de los elementos característicos de la marisma del Parque Nacional de Doñana, llevó en 1995 a los técnicos responsables de la gestión del Parque Nacional, a plantear un proyecto de análisis de la dinámica sedimentaria de este espacio protegido. En dicho proyecto se planteó realizar unos trabajos topográficos de precisión, que mostraran con detalle el relieve de los elementos característicos de la marisma, lucios y caños, y sirviera de punto de partida para la realización de un seguimiento posterior de los procesos de sedimentación y erosión, debidos a efectos tanto externos como endógenos. Para tales trabajos se diseñó una red de puntos de apoyo, materializados por unos hitos-fenos topográficos anclados en el terreno, entre los que se realizó la nivelación geométrica de los elementos mencionados y su posterior unión entre sí, para dar cota absoluta, con precisión, a un elevado número de puntos de la marisma, distribuidos estratégicamente. La red cubrió 215 km de nivelación, precisando la micro-topografía de los elementos característicos y su posicionamiento relativo dentro del conjunto.

Posteriormente (2008) sobre dicha red se han realizado lecturas de posición mediante GPS Diferencial, lo que ha permitido elaborar un mapa detallado de la ondulación del geoide en el área de la marisma. Este mapa permite trabajar a futuro con tecnología DGPS, para realizar levantamientos topográficos con precisión, que, aunque no alcance el detalle milimétrico obtenido en la nivelación geométrica de la red, permite un seguimiento de los cambios morfológicos de manera más cómoda y rápida.

Palabras clave: *marisma, nivelación geométrica, relieve, elementos característicos, GPS Diferencial, geoide, levantamientos topográficos.*

INTRODUCCIÓN

En el verano de 1995 se iniciaron los trabajos de campo del Proyecto 174/93 Dinámica sedimentaria de las marismas del Parque Nacional de Doñana: Evolución, prospectiva y alternativas de gestión futura por encargo del Organismo Autónomo Parques Nacionales de España, a propuesta de la Dirección del Parque Nacional de Doñana (en adelante, PND). Entre sus objetivos estaba el de definir el relieve de la marisma con la precisión suficiente, para poder detectar cualquier variación temporal del micro-relieve en sus elementos más singulares, los lucios y los caños, que son las depresiones del terreno en las que se prolonga durante más tiempo la inundación y regulan el movimiento del agua en la marisma; ante el riesgo de una posible sedimentación de los mismos por los cambios efectuados en los límites exteriores del PND o por alteraciones climáticas

Por tanto, el Proyecto debía recurrir a un levantamiento topográfico del espacio ocupado por la marisma. La primera cuestión que se planteó al respecto, fue la necesidad de posicionar planimétricamente unos elementos, que sirvieran de apoyo para proyectar las nivelaciones geométricas que permitieran determinar la altimetría de las diferentes zonas de la marisma y en especial de sus elementos singulares, los lucios y los caños. Para ello se analizó inicialmente la posibilidad de establecer una red de vértices a lo largo de la marisma, que fueran visibles en la distancia y con una densidad tal, que desde cualquier punto de la marisma se visualizaran por lo menos tres de ellos. De esta forma, por trisección inversa se podría sacar la posición de cualquier punto de la marisma. Pronto se puso de manifiesto que este procedimiento no era viable dado que, para que los citados vértices fueran visibles a

cierta distancia, era necesario que tuvieran unas dimensiones considerables, sobre todo en altura.

Por esas fechas los dispositivos GPS comenzaban a utilizarse de forma cada vez más generalizada y a través de ellos y, tras una corrección en gabinete para eliminar un error voluntario introducido por el sistema, se podía obtener la posición de los elementos en cuestión con una precisión de 2 a 5 m, suficiente para localizarlos en la amplitud del espacio ocupado por la marisma.

Establecidos los puntos de apoyo por este procedimiento, que se materializaron mediante unos hito-fenos anclados en la marisma, se procedió a los trabajos topográficos de nivelación. Tras concluir éstos, se dispuso de un conjunto de puntos con coordenadas conocidas, con diferente precisión según se tratara de valores planimétricos o de altimétrica, esta última se determinó a nivel milimétrico. Esta información, además de reflejar el micro-relieve de los elementos morfológicos característicos, permitió disponer de una conjunto muy amplio de posiciones del terreno a lo largo de toda la marisma, que posteriormente se utilizó para ajustar el modelo de elevaciones obtenido a partir de un vuelo LIDAR; estudiar el comportamiento de la vegetación frente a los niveles de inundación o servir de apoyo a los trabajos de infraestructuras realizados en el Parque Nacional. La instalación física de los hitos-fenos sobre los que se apoyó la red de nivelación, permitió también realizar un seguimiento a lo largo de los años de las oscilaciones de la solera de marisma, localizando las zonas que estaban sometidas a procesos de erosión-sedimentación y su intensidad, objetivo principal del proyecto.

DESCRIPCIÓN DEL MEDIO Y TRABAJOS REALIZADOS EN LA MARISMA DEL PND EN EL DESARROLLO DEL PROYECTO 174/93 (1995-99)

Se acordó con los técnicos del PND llevar a cabo una nivelación con precisión de los ejes longitudinales de los principales lucios situados en el interior del Parque, Lobo(1), Mari López(2), Mari López chico(3), complejo lucio del Rey(4) - lucio de los Ánsares(5), lucios de Sánlucar(6), Sevilla(7), el Molinillo(8), Vetalengua grande(9), Vetalengua chico(10) y del Membrillo(11); para los casos de los dos lucios de mayor extensión (lucio del Membrillo y el complejo de lucios del Rey-de los Ánsares) se proyectó también la nivelación de su eje transversal. También se incluyó en el inventario de los tramos a nivelar con precisión cuatro secciones transversales en el caño de la Madre (12),(13),(14),(15), el más largo de los cauces que atraviesa la marisma, dos secciones transversales en el caño Guadiamar (16),(17) y otras dos secciones en el caño Travieso (18),(19). La numeración que acompaña a los nombres de los diferentes lucios o secciones transversales de los caños, se corresponden con la que aparece en la Figura 1.

Las nivelaciones geométricas con precisión se utilizaron para medir con precisión los ejes de los lucios y algunas secciones transversales de los principales caños que discurren por la marisma. En el Proyecto núm. 174/93 los lucios y los caños se definieron como componentes singulares de la marisma, que había que conservarlos y por lo tanto establecer un seguimiento de los mismos para conocer su evolución en el tiempo. Para ello se determinaron unos elementos representativos de los mismos (en el caso de los lucios, su eje longitudinal; en el de los caños, algunas secciones transversales a ellos) que fueran objeto de una nivelación geométrica para representar su perfil con precisión; a fin de que, pasado un periodo conveniente desde la primera medición, mediante una segunda nivelación geométrica de los mismos con idéntica precisión, se pudiera evaluar la evolución temporal que habían experimentado. Aunque el razonamiento no es correcto en sí mismo, porque la marisma experimenta procesos de retracción y expansión, la metodología utilizada en el Proyecto resolvió en su mayor parte este problema, como se demuestra a lo largo del texto de esta comunicación.

Con este propósito los ejes de los lucios y las secciones transversales de los caños se dividieron en tramos de 500 m (medidos con cinta métrica) y en sus extremos se instalaron unos hito-fenos, que se numeraron y se señalaron por HXX (correspondiendo XX a su numeración, que abarcaba desde H03 a H99). En cada tramo, delimitado por dos hito-fenos, la operación de nivelación geométrica se realizó con un nivel de burbuja cada 50 m estacionando en medio el aparato, se efectuó el itinerario de ida y vuelta dentro del tramo y se compensó en el mismo el error cometido, tras comprobar que éste resultaba tolerable.

La nomenclatura utilizada para definir este tipo de nivelaciones se iniciaba con una N seguido del código de los hito-fenos que establecían el tramo (ejemplo: N-H05-H06, para definir la nivelación geométrica con precisión entre los hito-fenos H05 y H06). A continuación se operaba de igual modo con los restantes tramos del eje del lucio o de la sección transversal del caño, dependiendo del caso. Para el trazado de los ejes de los lucios, se trató de adoptar la dirección que mejor definiera su sección central; para ello, además de utilizar la cartografía disponible en su momento, se atendió a la experiencia y sugerencias de la guardería y se emplearon también referencias concretas fácilmente identificables en el horizonte (ejemplos: el comienzo o el final de una zona de dunas o de pinares, una antigua edificación, un eucalipto aislado de gran porte, una escala de las utilizadas para medir el nivel de la inundación; etc.).

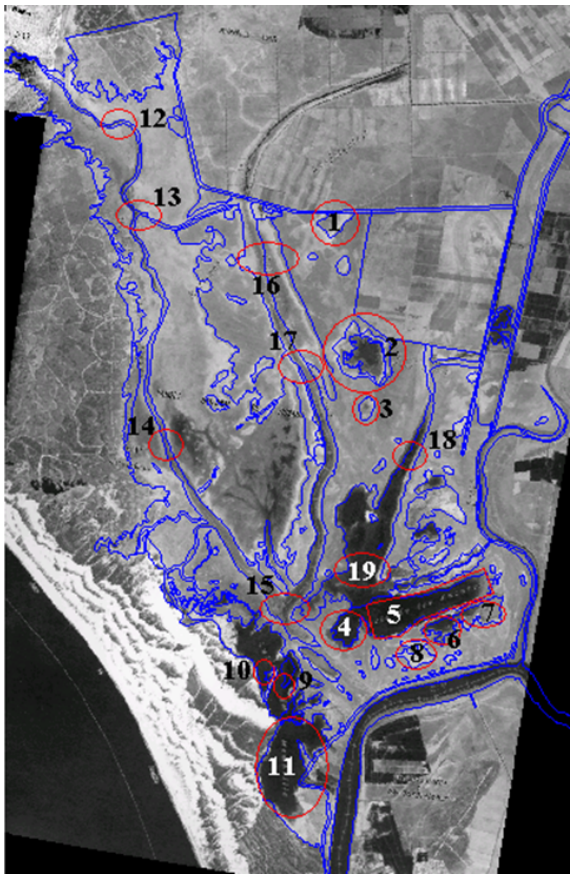


Figura 1. Ubicación de los elementos singulares en la marisma del Parque Nacional de Doñana, donde se realizaron las nivelaciones geométricas con precisión (ejes de los lucios y secciones transversales de los caños) ***(Location of most singular DNP elements, where the precise geometric levelling was carried out (temporary ponds axes and stream cross sections))***

Las nivelaciones geométricas de unión se utilizaron para enlazar entre sí las nivelaciones geométricas con precisión realizadas en los componentes singulares de la marisma (los lucios y los caños) así como para dar cota a otros elementos emplazados en la marisma y relacionar su nivel con el conjunto. Estos elementos han sido: las escalas distribuidas por la marisma con objeto de realizar lecturas de nivel de agua a lo largo del periodo húmedo, EXX; las compuertas que regulan los flujos de agua entre la marisma y el exterior, principalmente el río Guadalquivir, CXX; y otros puntos de apoyo como pozos, piezómetros, e

infraestructuras varias, PXX, VXX, BAX... La longitud de los tramos de unión resultó variable y dentro de cada tramo las operaciones de nivelación se hicieron cada 100 m, con un nivel automático colocando el aparato en su centro. La nomenclatura utilizada para definirlas se iniciaba con una U seguida de los códigos de los hito-fenos afectados (ejemplo: U-H40-H41, para definir la nivelación geométrica de unión entre los hito-fenos H40, situado en el extremo este de la segunda sección transversal del caño Travieso, y H41, situado en el extremo norte del eje transversal del lucio de los Ánsares). En estas nivelaciones el itinerario abarcaba varios tramos antes de cerrar en el punto de partida o en un punto de cota conocida, compensándose los errores de cierre (Figura 2).

Se localizaron 4 puntos topográficos ya existentes, tres vértices geodésicos y un clavo de nivelación de la Junta del Puerto de Sevilla, que se identificaron como: Vértice de Trigo, VG1; Vértice de Cerrabarba, VG2; Vértice de Caracoles, VG4 y clavo J.P.S.-N.T. 106, VG3; determinándose los ejes y tramos de unión a nivelar enlazando con dichos puntos (Figura 3)

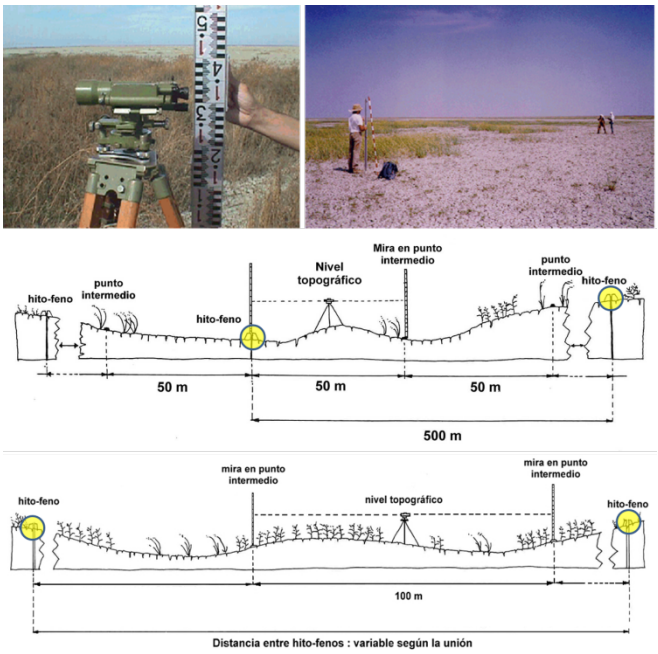


Figura 2. Planificación de las operaciones topográficas a realizar en la marisma del Parque Nacional de Doñana, (ejes de los lucios y secciones transversales de los caños) y de las nivelaciones geométricas de unión. ***(Planning topographic operations to be performed on Doñana National Park (temporary ponds axes and stream cross sections) and geometric leveling union)***

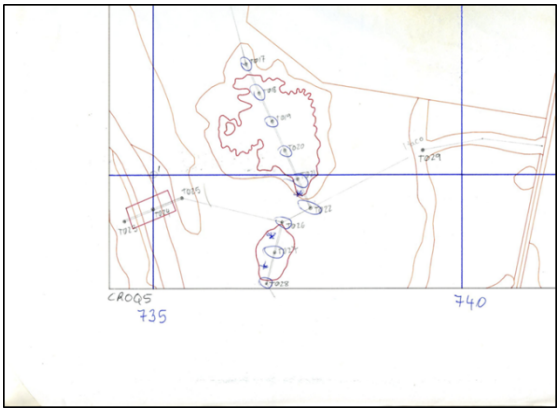


Figura 3. Definición de los ejes de nivelación (ejes de los lucios y secciones transversales de los caños) y la nivelaciones geométricas de unión ***(Definition of levelling axes (temporary ponds axes and stream cross sections) and geometric levelling union)***

Enlazando las operaciones de nivelación geométrica con precisión realizadas en los elementos singulares con las nivelaciones de unión, se generó una red topográfica adecuada para el apoyo de campo del modelo del terreno de la marisma del PND (Figura 4).

Al inicio del Proyecto núm. 174/93 se planificó la localización de los hito-fenos mediante rumbo (brújula) y distancia (cinta métrica); pero a partir de septiembre 1996 se incorporó un GPS (con precisión de 2-5 m) en los trabajos de campo para dotar de coordenadas planimétricas (x, y) a los 97 hito-fenos que a lo largo del desarrollo del Proyecto (1995-99) se instalaron repartidos por toda la marisma. En principio parecía lógico suponer que con esta técnica bastaría para localizar los hito-fenos; pero la experiencia de los trabajos de campo posteriores demostró lo contrario; aunque se cumplió el objetivo de no impactar visualmente a la marisma o hacerlo de un modo casi imperceptible. Con estas operaciones, cada hito-feno quedó referenciado por sus coordenadas (*x, y, z*). Las planimétricas (*x, y*) obtenidas con un GPS, mientras que la altimétrica *z* se determinó mediante los citados trabajos de nivelación geométrica.

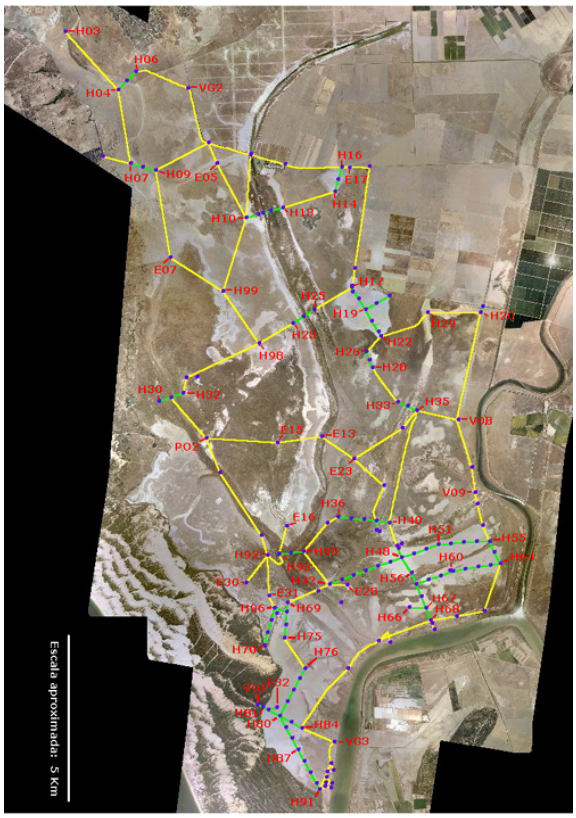


Figura 4. Estado final de las operaciones topográficas de nivelación geométrica realizadas en la marisma del PND entre 1995-99; en verde las operaciones con precisión realizadas en los lucios y en las secciones transversales de los caños y en amarillo las nivelaciones de unión. Los puntos azules representan los hito-fenos o puntos de cota conocida. ***(Final state of topographical levelling operations carried out at Doñana National Park marshes between 1995 and 1999; in green, temporary ponds and stream cross sections precise levelling; in yellow, union levelling. Blue points represent landmarks (known elevation points)).***

Para referenciar con un punto común las cotas altimétricas de los 97 hito-fenos instalados y repartidos por toda la marisma; en un primer momento (18-09-96) se planteó y realizó la nivelación geométrica con precisión entre el vértice geodésico de Trigo (VG1) de primer orden dentro de la clasificación adoptada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) y el hito-feno H81, situado en el extremo del eje transversal del lucio del Membrillo más próximo al citado vértice. Más adelante (20-11-98) se tuvo conocimiento de otro punto de cota conocida, situado cerca de la montaña del río, junto al Guadalquivir. Dicho punto está representado por un clavo

de bronce con las iniciales J. P. S.-N. T. 106, empotrado en el basamento de una antigua baliza del río, próxima a la casa de la salina de San Isidoro y tiene de cota 4,018 m respecto del nivel del mar en Alicante (Figura 5). Dado que esta cota utilizaba la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG) en las obras que se realizaban en la margen del río; en lo sucesivo se utilizó como referencia altimétrica para los hito-fenos y demás puntos singulares de la marisma previstos en el Proyecto; de este modo todos los puntos singulares quedaban mejor referenciados con el río y sus mareas.



Figura 5. Clavo de bronce con las iniciales J. P. S.-N. T. 106, empotrado en el basamento de una antigua baliza del río Guadalquivir, próxima a la casa de la salina de San Isidoro, tiene de cota 4,018 m respecto del nivel del mar en Alicante y se utilizó como punto de partida para dotar de altimetría a toda la marisma (*Bronze nail with initials J. P. S. - N. T. 106, inlaid in the plinth of an old beacon of the Guadalquivir river, next to the San Isidoro salt mine main house, with an elevation of 4,018m a.s.l. with respect to Alicante reference, which was set as start point to develop the whole marsh levelling).*

Cuando posteriormente la CHG elaboró un modelo del terreno de la marisma del PND en el ámbito del Proyecto Doñana 2005 mediante la tecnología LIDAR, que implicó diversas operaciones hasta lograr su resultado final, esta red topográfica construida con el Proyecto 174/93 contribuyó como apoyo de campo en el mismo.

Al tiempo que se efectuaban las operaciones topográficas para construir la red de nivelación geométrica de la marisma del PND, a los hito-fenos ubicados al inicio y final de cada tramo de nivelación se les incorporó una escalilla (una pequeña placa de latón graduada entre 0 y 6,2 cm., máxima altura que permitía el hito-feno), con el propósito de obtener información de las variaciones que se fueran observando en el enrase de dicha escalilla con el nivel del terreno; en especial respecto de la medida anotada al enrasarlo por primera vez tras instalar el hito-feno en la marisma. Se consideró que esta variación en la escalilla corresponde a la capa superficial o solera de la marisma, permaneciendo el hito-feno fijo en el terreno.

Las medidas periódicas obtenidas en las escalillas de latón desde su instalación hasta el presente, no representan en sentido estricto la sedimentación en el lucio o en el caño, pues los suelos de la marisma están sometidos a retracción-expansión. Se trata de suelos arcillosos o limoso-arcillosos en los que el efecto de la retracción-expansión puede llegar a ser importante, del orden de 1 cm e incluso superar este valor, dependiendo de la posición relativa del hito-feno en el lucio y de las características de humedad del año de la medición; lo que contrasta con el rigor que se empleó en las operaciones de nivelación realizadas dentro de los lucios o en las secciones transversales de los caños en las que se trató de precisar el mm. Para subsanar este efecto, las operaciones de enrase del nivel del terreno con las escalillas de los hito-fenos se planificaron de modo que coincidieran todos los años con las mismas fechas y tras un periodo prolongado sin lluvias. Estas precauciones eran imprescindibles sobre todo para los años en los que durante el invierno anterior la inundación de la marisma resultaba importante y prolongada; en los años de sequía se podía dilatar el periodo de toma de lecturas, pero como norma general las lecturas se realizaron todos los años entre los meses de julio y septiembre y en los años húmedos preferentemente en el mes de septiembre.

Por último, se aclara que la cota del hito-feno establecida en las operaciones de nivelación geométrica se corresponde con la cabeza de su clavo de sujeción al terreno. En las operaciones de nivelación geométrica se definió también la cota del terreno de la marisma en el entorno del hito-feno, como aparece en la Figura 6, mediante el establecimiento a su lado de una chincheta apoyada en el terreno sobre la que se colocaba la mira durante las operaciones de nivelación. Como la altura de la chincheta era conocida, la cota del terreno se determinaba directamente una vez concluidas las operaciones de nivelación. En la Figura 6 (fotografía inferior) se muestra el hito-feno H03 desde diferentes ángulos. A través de ellos se aprecia su escalilla, que sirve para enrasar la solera de la marisma y medir el aterramiento.

La lectura a lo largo de los años del aterramiento en todos lo hito-fenos y escalas de nivel de inundación de la marisma, ha permitido apreciar la tendencia de sedimentación-erosión en dichos puntos de la marisma (Figura 7).

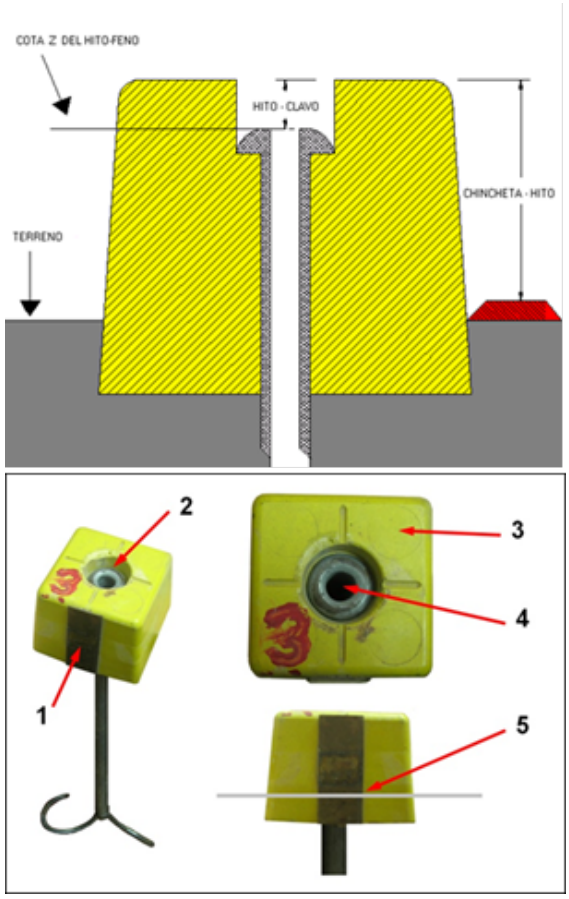


Figura 6. Arriba: Esquema de un hito-feno de los utilizados en las operaciones topográficas de nivelación geométrica en la marisma del PND, con la indicación del emplazamiento de la cota z, que figura en la información de referencia. Abajo: Hito-feno H03, en el que se muestra: 1) su escalilla; 2) su círculo concéntrico; 3) la superficie superior (que al finalizar los años hidrológicos muy húmedos se encuentra cubierto de sedimentos); 4) el círculo central concéntrico y 5) el esquema del modo en el que se realiza el enrase del nivel del terreno de la marisma con la escalilla. (*Top: scheme of landmarks used for geometric levelling operations at the DNP marshes with the z elevation reference. Below: landmark H03 with 1) the scale, 2) central circle, 3) upper surface (which is covered with sediments at the end of very wet hydrological years), 4) concentric central circle where the shaft penetrate to fix the landmark to the marsh, and 5) scheme of how the level of the marsh is measured in the scale).*

AMPLIACIÓN CON NUEVOS LEVANTAMIENTOS TOPOGRÁFICOS (2005-06) DE LA RNGMPND A LAS SUPERFICIES INCORPORADAS AL PND CON EL PROYECTO DOÑANA 2005

La red de nivelación geométrica de la marisma del PND (RNGMPND) abarcaba en 1999 prácticamente toda la superficie de marisma comprendida en dicha fecha dentro de los límites del

Parque Nacional, 26.572 ha (Figura 4). La red permitía identificar 2.281 puntos de cota conocida repartidos por toda la marisma. La identificación in situ de la mayor parte de esos 2.281 puntos implicaba lógicamente su replanteo; pero 152 de ellos se podían localizar directamente con un GPS, sin necesidad de replanteo alguno, porque quedaron materializados sobre el terreno. De ellos 2 son puntos de cota conocida por una nivelación anterior; 97 se corresponden con la cabeza del clavo de anclaje al terreno de los hito-fenos instalados en la marisma con ocasión de su nivelación geométrica entre 1995-99; otros 29 son la base de las primitivas escalas de medición del nivel de agua en la marisma y el resto están determinados por distintos elementos de la infraestructura de la marisma, tales como compuertas, pozos, piezómetros, etc.

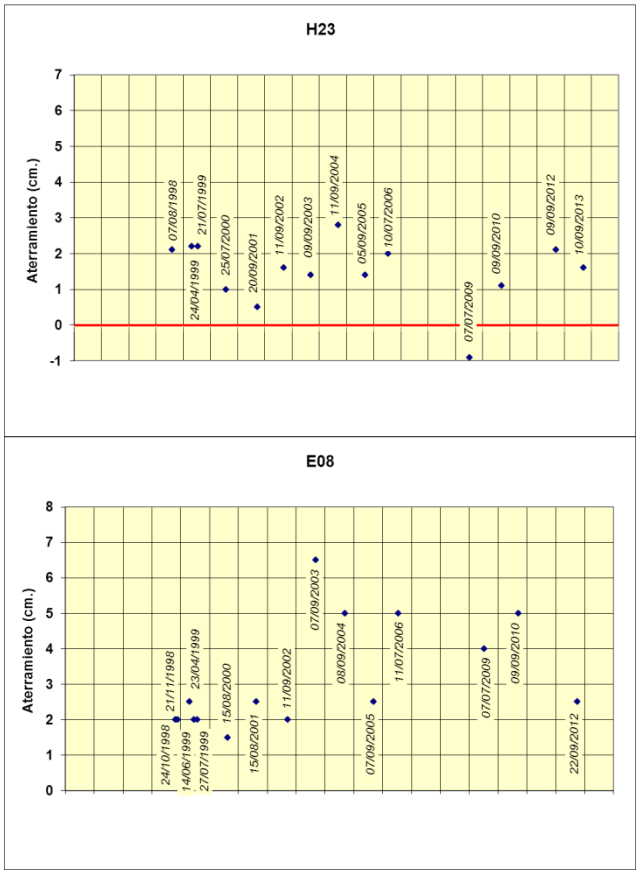


Figura 7. Evolución de las lecturas anuales de aterramiento en el hito-feno H23 y en la escala E08 ***(Evolution of annual measured in the landmark H23 and E08 scale.)***

En el 2004 se ampliaron los límites por el norte del PND, al ponerse en marcha el Proyecto DOÑANA 2005; al noreste se le incorporó la finca de Caracoles (2.627 ha) y al noroeste la finca de La Dehesilla (una superficie notablemente inferior pero de especial significado, porque toda ella constituye parte del nuevo cono de sedimentación del arroyo del Partido sobre la marisma de El Rocío). El objetivo del Proyecto DOÑANA 2005 era la Regeneración hídrica de las cuencas y cauces vertientes a la marisma del PND e incluía once Actuaciones, de las que las ocho primeras correspondían a obras y trabajos a realizar en el entorno de la marisma del PND para el cumplimiento del objetivo indicado. El Proyecto en cuestión incluía un Plan de Seguimiento para las Actuaciones realizadas, lo que permitió el Seguimiento de las Actuaciones núm. 3, 4, 5 y 6 del citado Proyecto y precisar los efectos hidrológicos y geomorfológicos que las obras y trabajos de dichas Actuaciones causaron en el entorno de la marisma afectada por los mismos.

Para ello se amplió la red de nivelación geométrica de la marisma del PND a las zonas receptoras de los caudales procedentes de sus cuencas vertientes, tanto si se trataba de flujos que circulaban por suelos arenosos (como en el caso de la Actuación núm. 3), como por terrenos pesados (Actuaciones 4, 5 y 6). La ampliación de la red de nivelación geométrica de la marisma (2005-06) se extendió por las nuevas superficies incorporadas al Parque Nacional, especialmente por la finca de Caracoles, y también se centró en aumentar la densidad de dicha red por la zona norte de la marisma, donde los efectos de las Actuaciones núm. 3, 4, 5 y 6 del Proyecto DOÑANA 2005 pudieran manifestarse con mayor intensidad. A esta área le afectaban las Actuaciones mencionadas, encaminadas a proporcionar unos nuevos aportes de agua a la marisma del PND, pero también a conseguir la naturalización de la red de drenaje del sistema de alimentación hídrica de la marisma en sus respectivas zonas. La Figura 8 detalla, sobre dicha área septentrional, la ampliación de la red de nivelación geométrica de la marisma del PND como se encontraba en el verano de 2006; con las cuatro nuevas secciones transversales levantadas al caño Travieso en su recorrido por la finca de Caracoles y su densificación en los entornos de los caños Guadiamar y Travieso y en las zonas de conexión de ambos Parques Nacional y Natural en el paraje de la marisma Gallega.

La red de nivelación geométrica de la marisma concluida el año 1999 tenía repartidas en toda su extensión 97 hito-fenos, numerados del H03 al H99. Posteriormente, coincidiendo con los trabajos de nivelación geométrica del cono de sedimentación del arroyo del Partido de junio de 2003 se instaló un nuevo hito-feno H02, que se enlazó con la citada red. Al conjunto de estos 98 hito-fenos se le denominó serie HXX. El hito-feno H01 no existe como tal, pero responde a la cota de la estructura de hormigón de los vertederos del arroyo de la Rocina y está materializado por un clavo topográfico que se fijó en la misma en septiembre de 2005.

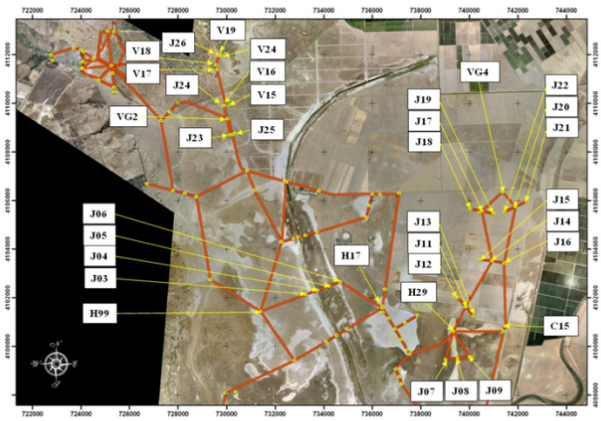


Figura 8. Detalle del área septentrional de la red de nivelación geométrica de la marisma del PND con su ampliación en la superficie de la finca de Caracoles y su densificación en los entornos de los caños Guadiamar y Travieso y en las zonas de conexión de ambos Parques Nacional y Natural en el paraje de la marisma Gallega. ***(Detail of the northern area of geometric leveling network marsh DNP with its expansion in the farm area of Caracoles and densification near of Guadiamar and Travieso channels and the connection areas of National and Natural Parks in the Gallega marsh site)***

En julio del año 2000 se instalaron en el lucio de Mari López dos nuevos hito-fenos que se definieron por J01 y J02, para delimitar con ellos el eje transversal del mismo. No se volvieron a instalar nuevos hito-fenos en la marisma hasta julio de 2005; ese año se colocaron 19 hito-fenos numerados del J03 al J22 (se saltó el J10, que se reservó para un clavo topográfico, anclado en el suelo en el extremo superior izquierdo del puente sobre el arroyo del Partido del camino asfaltado que une Villamanrique de la Condesa con El Rocío, al mismo se referirá más adelante), todos ellos coincidiendo con las operaciones de nivelación geométrica de las nuevas secciones transversales efectuadas a los caños afectados por las Actuaciones núm. 5 y 6 del Proyecto DOÑANA 2005. En julio del año 2006 se instalaron 4 nuevos hito-fenos, numerados del J23

al J26, para utilizarlos de referencia en los trabajos de campo del Seguimiento de la Actuación núm. 4. En resumen, todos los hito-fenos instalados en la marisma para servir de referencia a las operaciones de campo efectuadas en el contexto del Proyecto DOÑANA 2005 son de la serie JXX.

En la Figura 8 se muestra la ampliación de la red de nivelación geométrica de la marisma por la finca de Caracoles. En la misma se pueden observar cuatro nuevas secciones transversales al caño Travieso definidas por N-J12-J11-J13; N-J15-J14-J16; N-J18-J17-J19 y N-J21-J20-J22; así como el itinerario seguido por las nivelaciones de unión, para dotar de cota altimétrica a las nuevas secciones transversales, desde el hito-feno H29 (z = 1,292 m) hasta la compuerta C15 (z = 3,182 m) de la red de nivelación geométrica del PND de 1999. También se puede ver la sección transversal N-J07-J08-J09 efectuada en el caño Travieso, inmediatamente aguas abajo del linde de la finca de Caracoles anterior a su anexión definitiva al PND, y las nivelaciones de unión que enlazan el hito-feno H29 con los extremos de dicha sección para dotar a ésta de altimetría. En la misma figura se aprecia también la nueva sección transversal N-J03-J04-J05-J06 realizada en el caño Guadiamar, ubicada en medio de dos secciones transversales de la red anterior, junto con las nivelaciones geométricas de unión U-H99-J03 y U-J06-H17 que le enlazan con la red original de 1999 y aportan la cota altimétrica a la nueva sección transversal. También aparecen las nuevas nivelaciones geométricas realizadas en el paraje de la marisma Gallega, a las que se les dotó de cota altimétrica a partir del vértice geodésico de Cerrabarba VG3 (z = 4,018 m).

Un aspecto importante, que influyó de un modo determinante en el posterior mantenimiento y desarrollo de la red de nivelación geométrica de la marisma del PND, fue la obtención de los resultados del vuelo LIDAR realizado a la marisma del PND el año 2002 en el contexto del Proyecto DOÑANA 2005. La información aportada por este vuelo era de un elevadísimo número de puntos de la marisma, en ningún modo comparable con la que se pudiera obtener con la nivelación geométrica; por tanto su utilidad resultaba incuestionable. Pero se trataba de una información diferente y complementaria a la aportada por la nivelación geométrica, ya que esta última, aunque diera menos puntos, éstos resultaban de mayor precisión y mejor definidos sobre el territorio. Desde el primer momento se comprobó que ambas resultaban complementarias.

Cuando se planteó la ampliación de la red de nivelación geométrica de la marisma del PND (2005), se compararon los resultados obtenidos con los nuevos trabajos de campo de nivelación geométrica, con los resultados que se hubieran obtenido en los mismos perfiles utilizando la información del vuelo LIDAR (2002). Se muestra a modo de ejemplo el perfil de una sección transversal al caño Travieso (N-J07-J08-J09), en la que se aprecia la complementariedad de ambos procedimientos (Figura 9) y que la diferencia entre ambos perfiles oscila entre +/- 15 cm.

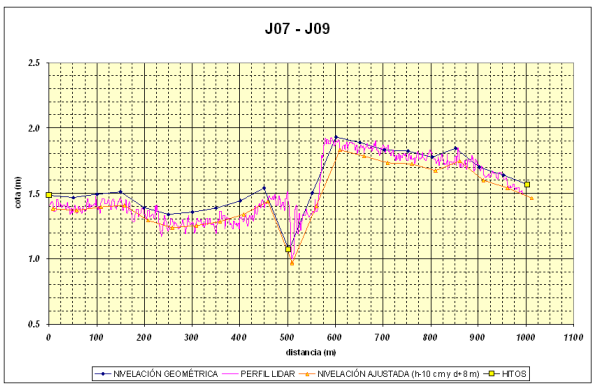


Figura 9. Perfil de sección transversal levantada en el caño Travieso durante la ampliación de la red de nivelación geométrica de la marisma del PND (2005-06). En azul la nivelación geométrica con precisión levantada a la sección en cuestión; en rosa el mismo perfil determinado a través del vuelo LIDAR (2002) y en naranja el perfil resultante de desplazar el perfil nivelado para que se ajuste al que presenta el determinado con el vuelo LIDAR *(Profile of cross section performed in Travieso channel for expanding the network of the marsh geometric leveling of the DNP (2005-06). In blue geometric precision leveling performed to this section, in rose the same profile through the LIDAR flight (2002) and orange profile resulting from moving the profile level to fit with LIDAR flight)*

La Figura 10 muestra una zona de la ampliación de la red de nivelación geométrica de la marisma del PND (2005-06). En el gráfico se detallan los trabajos topográficos de campo en la finca de Caracoles; los perfiles de las nivelaciones geométricas con precisión de las cuatro secciones transversales N-J12-J11-J13; N-J15-J14-J16; N-J18-J17-J19 y N-J21-J20-J22, y los itinerarios de las correspondientes nivelaciones geométricas de unión para dotar de cota altimétrica a los perfiles de dichas secciones, a partir de puntos de cota conocida pertenecientes a la red de nivelación geométrica existente en la marisma del PND (1995-99). De fondo el vuelo LIDAR, realizado para la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (2002) en el contexto del Proyecto Doñana 2005.

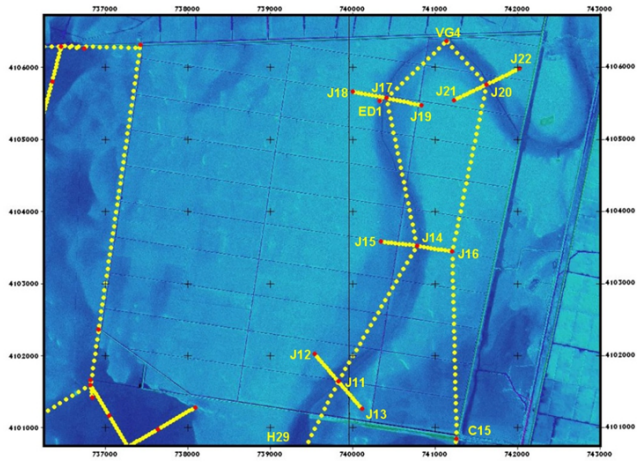


Figura 10. Ampliación de la red de nivelación geométrica de la marisma del PND en la finca de Caracoles (2005-06). *(Network extension of geometric leveling of the marsh of the DNP on the farm of Caracoles (2005-06))*

PROYECTO DE AMPLIACIÓN, SEGUIMIENTO Y ACTUALIZACIÓN DEL MODELO SEDIMENTARIO DE LA MARISMA DEL PARQUE NACIONAL DE DOÑANA (2006-10)

Cuando se redactó el primer informe anual de este Proyecto (octubre de 2006), los años transcurridos desde el comienzo de la toma de datos en la marisma del PND en el verano de 1995 permitía disponer en algunos casos de series suficientemente largas, como para plantear un estudio estadístico de la evolución de su solera. Por ello se realizó, de forma preliminar, un ajuste lineal para definir la tendencia que presentaban las lecturas de los enrases del suelo de la marisma en los dos tipos de instrumentos de toma de medidas (escalas de medición del calado de la inundación y escalillas de los hito-fenos); estableciéndose la pendiente de la línea de tendencia en mm/año y el cuadrado del coeficiente de correlación del momento del producto Pearson (R^2).

Dado que el número de lecturas disponibles en cada elemento de medida era muy variable, sólo en aquellos en los que existía una cierta cantidad de datos se planteó valorar la tendencia, porque ésta podía ofrecer cierto rigor. Por otro lado, se apreció que las oscilaciones eran importantes de unos años a otros, aunque al final del período las lecturas llegasen a ser similares a las iniciales. También se tuvo en cuenta que se trataba de una información puntual, por lo que si se detectaba cierta tendencia significativa (positiva o negativa), sería conveniente confirmar dicha tendencia en el entorno del correspondiente elemento de medida, repitiendo las nivelaciones geométricas en dirección a sus elementos más próximos.

Por todo ello, se analizaron los elementos que tuvieran 8 o más lecturas y un coeficiente $R^2 > 0,1$ y de éstos se seleccionaron los que presentaban una pendiente de la línea de tendencia superior a 2,5 mm/año en valor absoluto, que son los que se muestran en la Tabla 1. El ajuste de las líneas de tendencia para dos de los elementos incluidos en dicha tabla, actualizados con los datos disponibles a finales de 2013, se muestra en los gráficos de la Figura 11. Las unidades utilizadas en dichos gráficos son días para el eje del tiempo y cm para el eje de los aterramientos, por lo tanto la pendiente de las rectas viene dada como cm/día. Entendiendo que se trata de una unidad poco intuitiva, se transformaron dichas pendientes a mm/año en la Tabla 1; aunque en los gráficos se mantienen las unidades originales.

En la Figura 12 se señalan sobre la marisma del PND las ubicaciones de los 28 elementos definidos en la Tabla 1. Como consecuencia de la tendencia de la línea de pendiente en los mismos, se planteó realizar unas nuevas nivelaciones geométricas de los tramos de la red de nivelación geométrica de la marisma del PND, realizada entre 1995-99, convergentes a ellos, para determinar sus causas.

Tabla 1. Elementos en cuyo entorno se propuso repetir la nivelación geométrica de la Red de nivelación geométrica de la marisma del PND efectuada entre 1995-99. ***(Elements whose environment was proposed repeat the geometric leveling performed between 1995-1999)***

CÓDIGO	mm/año	R^2	Núm. lecturas	CÓDIGO	mm/año	R^2	Núm. lecturas
E03	24,67	0,8665	12	H24	5,09	0,5185	9
E04	13,69	0,6610	10	H26	-2,79	0,5643	14
E08	3,80	0,4386	12	H36	-3,06	0,6402	11
E11	3,88	0,5700	9	H37	-2,91	0,5785	10
E12	15,23	0,6383	9	H45	-3,31	0,7572	11
E17	2,89	0,2285	11	H61	-2,97	0,5660	11
E20	12,49	0,5695	9	H69	-4,23	0,7907	10
E21	5,31	0,5004	9	H76	-12,53	0,9061	12
E27	2,66	0,1291	9	H81	6,77	0,5144	11
E31	9,09	0,6926	10	H86	-2,90	0,6825	12
E32	5,55	0,6351	10	H90	-3,00	0,5433	13
H05	23,68	0,7186	11	H91	4,52	0,4070	11
H09	2,76	0,3642	9	H93	3,23	0,5889	8
H16	-9,63	0,6447	12	H96	2,67	0,4728	11

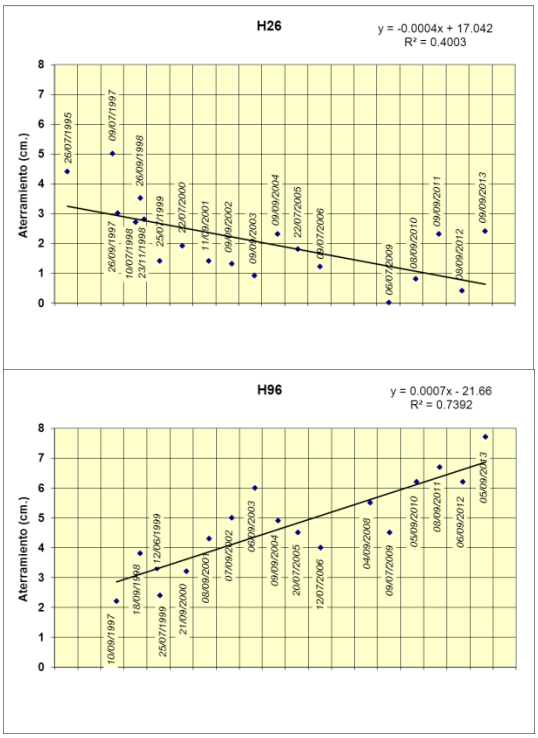


Figura 11. Ejemplos de línea de tendencia en 2013 del enrase de la solera de la marisma en los hito-fenos instalados en ella. ***(Examples of trend line at 2013 on the level of the marsh measured in the landmarks installed therein.)***

La Figura 13 muestra la población total de los enrases de la solera de la marisma tomados en las escalillas de los hito-fenos (instalados para la red de nivelación geométrica de la marisma) y en la base de las escalas de medición del nivel del agua durante la época de inundación (en adelante escalas) en el periodo 1995-2013. Como se puede apreciar, existe una línea de tendencia (ajuste lineal), que se puede interpretar como la tendencia general que sigue la marisma, definido por el gradiente: $9 \cdot e^{-5x}$ cm/día.

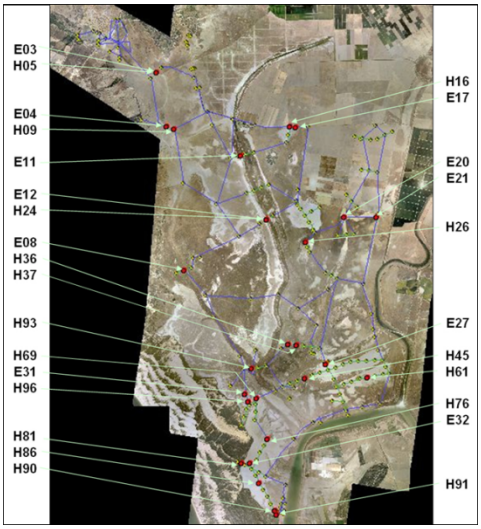


Figura 12. Ubicación en de la marisma del PND de los elementos de medida, en los que la tendencia de la línea de pendiente de su enrase con la solera de la marisma, requiere una explicación que podría necesitar de una nueva nivelación geométrica de los tramos de la RNGMPND de 1995-99 que convergen en ellos ***(Location in the DNP marsh of the measurement instruments in which a light deviation of the slope line was detected regarding the level of the marsh and the general behaviour of the set of measurement elements. This suggested the survey of a new geometrical levelling in the stretches of the Geometrical Levelling Networks of the DNP marsh 1995-1999 converging to them)***

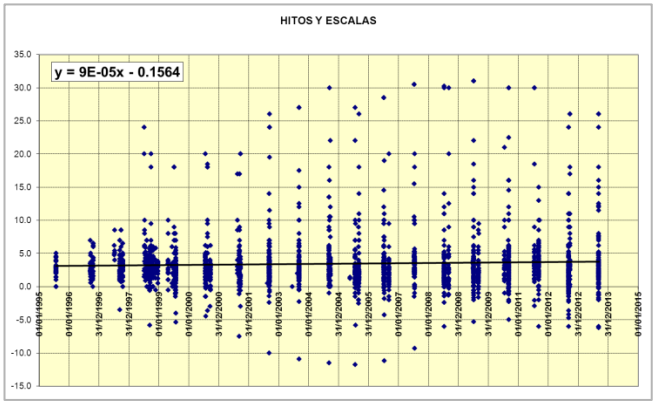


Figura 13. Línea de tendencia general de la marisma (ajuste lineal) de la población total de los enrases de la solera de la marisma del PND en los elementos utilizados al efecto en el periodo 1995-2013. ***(Trend line (linear adjustment) of the level of the DNP marsh in the scale of the landmarks for the sample in the period 1995-2013)***

En julio del año 2007 se levantaron algunas de las nuevas nivelaciones geométricas de los tramos propuestos en el informe anual de 2006, de acuerdo con los razonamientos y planteamientos expuestos en el mismo. Se llevaron a cabo 5 nivelaciones. A modo de ejemplo se muestra la nivelación correspondiente a los dos tramos de perfiles N-H05-H04 y N-H05-H06 que conforman la primera sección transversal del caño de la Madre, ubicado en el paraje del lucio de Las Yeguas (Figura 14). Se puede apreciar el incremento de depósitos en la zona más baja de la sección, donde se ubica la escala E03, fundamentalmente provenientes de las avenidas del arroyo del Partido, que aguas arriba causaron un importante

cono de sedimentación en las proximidades de la aldea de El Rocío y aporta bastante material sólido al área norte de la marisma.

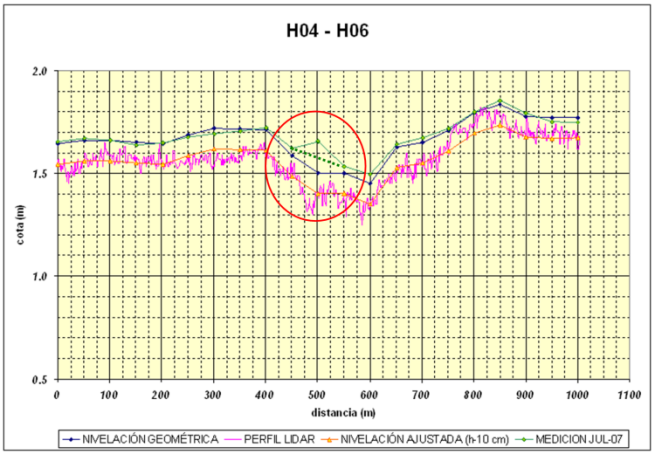


Figura 14. Nueva nivelación geométrica con precisión de 2007 en la primera sección transversal del caño de la Madre (en verde). Anterior nivelación geométrica con precisión de 1995 (en azul). El mismo perfil definido con el vuelo Lidar de 2002 (en rosa) y el desplazamiento que requiere la sección establecida con el vuelo Lidar para encajar con la nivelación geométrica (en naranja) ***(New precise geometrical levelling in 2007 (green) of the first cross section of Madre stream, Previous precise geometrical levelling in 1995 (blue), The same profile defined with the airborne Lidar in 2002 (pink) and the displacement needed to adjust it to the geometrical levelling (orange))***

APLICACIÓN DEL DGPS EN LA REPOSICIÓN DE LOS ELEMENTOS DE LA RNGMPND. ANÁLISIS DE LOS DATOS ALTIMÉTRICOS OBTENIDOS CON EL DGPS

Como ya se ha comentado, las coordenadas planimétricas (*x, y*) de los elementos que constituyen la Red de nivelación geométrica y seguimiento de la sedimentación de la marisma del PND fueron obtenidas con un GPS convencional (para la serie de hito-fenos HXX las coordenadas se dieron por definitivas en 1999 y para la serie JXX y, en general, para los restantes elementos de la marisma en 2006), por lo que su precisión oscilaba entorno a los 5 m.

El avance de los nuevos equipos de posicionamiento global con corrección diferencial, permitía definir las coordenadas (*x, y*) con precisión centimétrica; por lo que a partir del 10-07-2008 se inició la labor de posicionar nuevamente con dicha precisión los elementos de la Red de Nivelación Geométrica de la Marisma del PND. Para ello se utilizó un equipo DGPS Leica de la serie GPS1200 capaz de resolver el objetivo planteado. Este equipo se fundamenta en que los errores de señal producidos por la red de satélites afectan de forma muy similar a receptores próximos entre sí, por lo que un receptor de referencia fijo en tierra con posición conocida, puede calcular estos errores para ser corregidos en un segundo receptor del equipo. El instrumental lo forman los dispositivos GX1230 GG (estación de referencia en tiempo real) y ATX1230 GG (equipo móvil) y está equipado con receptores geodésicos de doble frecuencia; canales 14 L1 + 14 L2 GPS y 12 L1 + 12 L2 GLONASS, y mitigación de multicamino en código y en fase. El equipo está preparado para la corrección de la señal cinemática en tiempo real (RTK) por medio de comunicación vía radio o GSM/GPRS entre receptores; corrección de señal RTK con red de bases fija vía GSM/GPRS con utilización de un solo dispositivo y Sowftware Leica Geo Office 6.0 con opción de corrección de señal mediante post-proceso.

Con dicho equipo DGPS Leica se definieron de nuevo las coordenadas (*x, y*) de los elementos con precisión de centímetros; manteniendo para la coordenada altimétrica *z* el valor que disponía, pues se obtuvo con nivelación geométrica y precisión de milímetros.

Los trabajos de reposicionamiento (*x, y*) de los elementos se realizaron simultáneamente con las mediciones del enrase del terreno en las escalillas de los hito-fenos instalados en la marisma y en la base de las escalas de medición de la inundación en la misma. Para ello la estación de referencia en tiempo real GX1230 GG se colocó en distintos puntos base (vértice geodésico de Caracoles, en hito-fenos previamente reposicionados como el H-29 situado en el caño Travieso e incluso en ubicaciones buscadas al efecto. ej. el tejado del centro de visitantes José Antonio Valverde o la terraza de la Casa de Brenes).

Además, aprovechando las lecturas altimétricas proporcionadas por el DGPS Leica, referidas al elipsoide WGS84, se procedió a la estimación de la ondulación del geoide en el área de la marisma del PND. De esta forma se pudo aprovechar la precisión centimétrica de este equipo y obtener cotas ortométicas, con la misma referencia de cota que la Red Geométrica, a partir de los registros elipsoidales del aparato. Una muestra de los resultados obtenidos de todas las operaciones indicadas se expone en la Tabla 2.

A partir de julio de 2008 se comenzó a utilizar el equipo DGPS Leica, serie GPS1200, en todas las operaciones topográficas de campo, tanto en la marisma del PND como en el entorno del tramo final del arroyo del Partido anterior a su afluencia en la marisma de El Rocío; es decir, en el escenario de la Actuación núm. 3 del Proyecto DOÑANA 2005. También se utilizó para realizar el último levantamiento topográfico del cono de sedimentación del arroyo del Partido formado sobre la marisma de El Rocío (2008).

En lo que respecta a las operaciones topográficas realizadas en el entorno del cauce del arroyo del Partido, donde inicialmente se había operado con una estación total; se recalcularon las coordenadas (*x, y*) de los principales elementos de apoyo con el nuevo equipo DGPS-Leica, para definirlas con mayor precisión. Más tarde se reposicionaron el resto de las coordenadas (*x, y*) de todos los puntos medidos en el cauce y el entorno del arroyo del Partido. No se variaron las coordenadas altimétricas (*z*), obtenidas mediante nivelación geométrica o por radiación, por considerarlas más precisas que las que se obtenían con el nuevo equipo. En lo que respecta a las nuevas mediciones realizadas con el equipo DGPS Leica, se consideró que la precisión altimétrica era la suficiente para los objetivos perseguidos, siempre aplicando la corrección correspondiente, apoyada en los trabajos previos de nivelación y en el mapa de ondulación del geoide obtenido. Resumiendo, se generalizó el uso del equipo DGPS Leica, serie GPS1200, para todas las operaciones topográficas de campo, compatibilizando su uso con los aparatos tradicionales: el nivel y la estación total.

Tabla 2. Ejemplo de la base de datos correspondiente a las localizaciones de los hitos y sus nuevas coordenadas de precisión debidas al uso el sistema DGPS Leica. ***(Example of the data base corresponding to the locations of the landmarks and the new coordinate data precision due to using the Leica DGPS system)***

CÓDIGO	X-UTM-29-ED50	Y-UTM-29-ED50	Z-ORTOM.	LONGITUD WGS84	LATITUD WGS84	ALT. WGS84	ONDULACIÓN
VG1	732745.2203	4085339.3545	21.3100	-6.38983340 6 23 23.40025 W	36.88347378 36 53 0.50560 N	68.3604	47.0504
VG2	730036.6726	4109368.4132	4.2407	-6.41287088 6 24 46.33515 W	37.10052423 37 6 1.88724 N	53.2460	49.0053
VG3	735753.3196	4083854.9636	4.0180	-6.35657395 6 21 23.66621 W	36.86936071 36 52 9.69855 N	50.8329	46.8149
VG4	741368.9697	4106344.1216	6.0690	-6.28645105 6 17 11.22378 W	37.07044247 37 4 13.59288 N	54.1060	48.0370
H01	722767.8938	4111989.4444	2.3906	-6.49381335 6 29 37.72805 W	37.12588464 37 7 33.18472 N	52.0442	49.6536
H02	724515.5252	4111832.4878	3.1461	-6.47420545 6 28 27.13963 W	37.12405364 37 7 26.59312 N	52.4482	49.3021
H03	725265.7790	4111554.1297	3.1275	-6.46585158 6 27 57.06568 W	37.12136669 37 7 16.92009 N	52.3550	49.2275
H04	727300.0675	4109288.7432	1.6805	-6.44366113 6 26 37.18005 W	37.10047470 37 6 1.70892 N	50.7418	49.0613
H05	727648.4071	4109648.7479	1.5395	-6.43963571 6 26 22.68854 W	37.10363204 37 6 13.07536 N	50.5458	49.0063
H06	727996.8003	4110009.8201	1.8090	-6.43561128 6 26 8.20059 W	37.10679889 37 6 24.47599 N	50.9006	49.0916
H07	727807.4289	4106421.4494	1.6198	-6.43882694 6 26 19.77697 W	37.07453086 37 4 28.31110 N	50.3590	48.7392
H08	728290.0303	4106295.6547	1.3983	-6.43344138 6 26 0.38897 W	37.07328070 37 4 23.81050 N	50.1452	48.7469
H09	728775.2082	4106165.9271	1.5228	-6.42802826 6 25 40.90173 W	37.07199425 37 4 19.17930 N	50.2249	48.7021
H10	732294.9609	4104309.5385	1.4231	-6.38904704 6 23 20.56934 W	37.05441250 37 3 15.88498 N	49.8194	48.3963
H11	732776.6893	4104440.7549	1.3656	-6.38359411 6 23 0.93881 W	37.05547472 37 3 19.70901 N	49.7423	48.3767
H12	733258.3019	4104570.8853	1.3651	-6.37814269 6 22 41.31368 W	37.05652694 37 3 23.49699 N	49.6717	48.3066
H13	733743.8676	4104702.2755	1.9176	-6.37264632 6 22 21.52676 W	37.05758927 37 3 27.32135 N	50.2262	48.3086
H14	735772.1188	4105312.7455	1.3935	-6.34966868 6 20 58.80003 W	37.06257891 37 3 45.28409 N	49.6200	48.2265
H15	735899.7704	4105796.2922	1.2365	-6.34808065 6 20 53.09033 W	37.06690098 37 4 0.84351 N	49.5118	48.2753
H16	736027.6568	4106279.7375	1.5235	-6.34649182 6 20 47.37055 W	37.07122203 37 4 16.39932 N	49.8360	48.3125
H17	736425.6267	4101580.1924	1.2016	-6.34349652 6 20 36.58746 W	37.02880432 37 1 43.69555 N	49.1855	47.9839
H18	736682.8092	4101149.5469	1.1421	-6.34074566 6 20 26.68437 W	37.02486181 37 1 29.50251 N	49.0578	47.9157
H19	736939.4850	4100718.5613	1.0501	-6.33799638 6 20 16.78697 W	37.02091621 37 1 15.29835 N	48.8856	47.8355
H20	737195.2958	4100289.1372	1.1361	-6.33525885 6 20 6.93185 W	37.01698488 37 1 1.14558 N	48.9560	47.8199
H21	737451.4041	4099858.5827	1.2561	-6.33251860 6 19 57.06697 W	37.01304325 37 0 46.95570 N	49.0040	47.7479
H22	737553.7419	4099686.7851	1.5856	-6.33142363 6 19 53.12508 W	37.01147043 37 0 41.29354 N	49.2782	47.6926
H23	734125.3068	4100195.1206	1.4269	-6.36976234 6 22 11.14444 W	37.01690814 37 1 0.86929 N	49.4047	47.9778
H24	734551.8525	4100455.6201	1.1549	-6.36489136 6 21 53.60990 W	37.01914752 37 1 8.93107 N	49.1664	48.0115
H25	734977.8503	4100717.3310	1.2429	-6.36002588 6 21 36.09315 W	37.02139774 37 1 17.03185 N	49.2410	47.9981
H26	736990.5261	4099077.8170	1.3054	-6.33793909 6 20 16.58074 W	37.00612908 37 0 22.06467 N	49.0165	47.7111
H27	737120.2727	4098753.3067	1.2144	-6.33658439 6 20 11.70381 W	37.00317427 37 0 11.42737 N	48.8972	47.6828
H28	737238.5372	4098457.1836	1.2979	-6.33534976 6 20 7.25915 W	37.00047796 37 0 1.72067 N	48.9480	47.6501
H29	739369.1199	4100616.8265	1.2923	-6.31074470 6 18 38.68093 W	37.01938436 37 1 9.78368 N	48.9750	47.6827

Analizando los resultados obtenidos en la determinación de las coordenadas de los elementos de la Red de Seguimiento mediante DGPS, se observó que la precisión de la coordenada *z*, a pesar de no ser comparable a los valores obtenidos por nivelación geométrica, era lo bastante buena (en términos relativos) para analizar la posible

variación de la cota de algunos de los elementos utilizados. Por otro lado, aunque dos lecturas consecutivas no permitieran asegurar que existiera realmente una variación de cota del elemento en la misma magnitud, una secuencia de lecturas anuales de varios años si podía mostrar una tendencia, que llevase a constatar un variación de la posición del elemento a lo largo de los años; como puede ser su progresivo hundimiento o su oscilación en función del grado de desecación de la solera de la marisma. Este último factor también se consideró como objeto de análisis para el futuro, ya que la longitud del clavo de anclaje puede no ser la suficiente para amortiguar el grado de expansión-retracción de la arcilla.

Apoyándose en esta consideración, se decidió realizar un seguimiento de la posición DGPS de todos los elementos objeto de medida en la marisma, de la misma forma que se realiza un enrase anual de su solera, con el fin de tener una secuencia histórica de dichos valores. El posicionamiento se realizaría a la vez que se leía el enrase con el terreno en cada uno de los elementos, por lo que en principio no suponía un gran aumento en el tiempo dedicado a la recolección de datos (Figura 15). El principal problema de estas lecturas es la necesidad de colocar la base correspondiente al sistema DGPS en un punto con la suficiente cobertura, para no tener que cambiarla de posición frecuentemente.

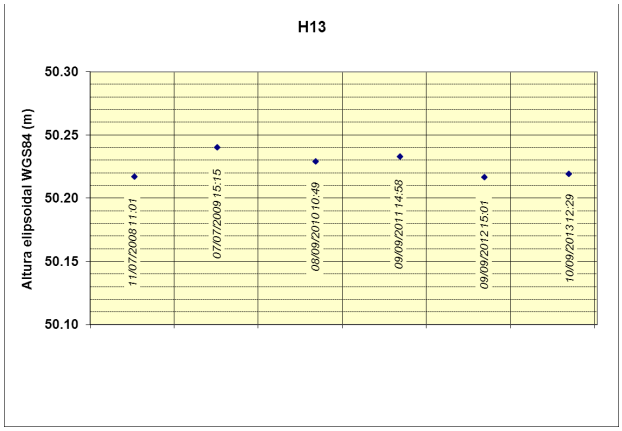


Figura 15. Lecturas de altitud elipsoidal realizadas en el hito-feno H13 a lo largo de los 6 años en los que se ha empleado el sistema GPS Diferencial *(Ellipsoidal level measures made in landmark H13 in the last 6 years using the Differential GPS system)*

Los puntos más utilizados para colocar la base han sido el vértice geodésico de Caracoles (VG4), el tejado del Centro José Antonio Valverde (V60), la terraza de la Casa de Brenes (V61) y la terraza del Hotel Toruño en el Rocío (V62), los cuatro por su altura con respecto al terreno colindante, que permite realizar lecturas en un amplio superficie sin necesidad de cambiar de posición la base. También se posicionó la base sobre diversos hito-fenos, pero su radio de acción es limitado. En este sentido sería interesante poder disponer de una ubicación permanente en algún punto centrado de la marisma, en la cual se pudiera colocar la antena de radio asociada al equipo a una altura importante. Dicha ubicación sería útil para cualquier trabajo a realizar en la marisma con instrumentación GPS.

Una vez determinadas las coordenadas DGPS y disponiendo de las cotas ortométricas de los elementos utilizados en el seguimiento de la sedimentación, se puede estimar la ondulación del geoide con respecto al elipsoide WGS84, al cual están referidas las altitudes registradas con el sistema DGPS. Como se ha comentado, la determinación de un mapa de ondulación del geoide en la zona de trabajo, permitiría utilizar el sistema DGPS para realizar levantamientos topográficos que no requirieran una precisión milimétrica y agilizaría mucho la determinación de perfiles longitudinales y secciones transversales que haya que realizar en el seguimiento de los procesos de erosión-sedimentación.

Para la elaboración de dicho mapa de ondulación se utilizaron en general todos los puntos de la Red de Seguimiento en los cuales se disponía de cota ortométrica y altitud WGS84. En algunos elementos se constató una variación de la posición con respecto a la que tenían cuando se le dio cota ortométrica; dichos elementos, que hubieran distorsionado el mapa de ondulación, se eliminaron del proceso; por esta razón no se utilizaron las escalas de medida de la inundación de la marisma; ni las lecturas de los hito-fenos H76 y H91, de los que se conocía que habían sido sustituidos y los puntos de medida no eran exactamente los mismos; ni tampoco algunos otros hitos o elementos de los que existían sospechas que hubieran sido pisados o modificados y, por lo tanto, no había seguridad de correspondencia entre la cota ortométrica y la altitud elipsoidal.

Dado que el error de lectura del sistema DGPS es centimétrico y que los elementos de la Red de Seguimiento utilizado podían tener un cierto desplazamiento vertical a lo largo del tiempo, se procedió a determinar el mapa de ondulación ajustando geo-estadísticamente a los datos existentes, con el fin de obtener una superficie ajustada a valores locales, pero sin distorsiones importantes que se alejen de lo que razonablemente tendría que ser dicho mapa.

En primer lugar se analizaron las tendencias de los valores de ondulación en dirección de los ejes X e Y (coordenadas UTM-Huso29 ED50) separadamente. Así mismo se ajustó una recta de regresión lineal a los valores de ondulación respecto a las coordenadas X e Y. En la Figura 16 se muestra, sobre cada uno de los planos XZ e YZ, las rectas de regresión, apreciándose una buena correlación entre la posición geográfica de los puntos medidos (x, y) y los valores de ondulación (z). Los resultados que se muestran en dicha figura sugieren una clara tendencia de las ondulaciones según un plano inclinado con valores que crecen en las direcciones Sur-Norte y Este-Oeste.

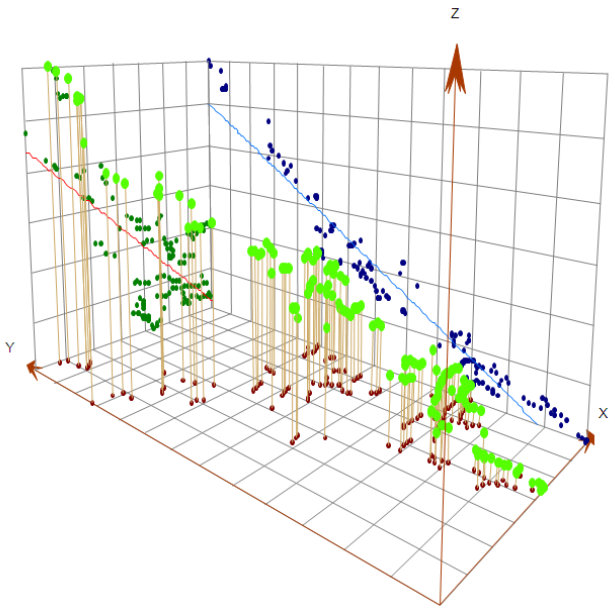


Figura 16. Se representan las coordenadas de los puntos en los ejes X e Y (UTM-Huso 29-ED50) y la ondulación en el eje Z (Elipsoide - Geoide). Sobre los planos del triedro la tendencias en los planos XZ (rojo) e YZ (azul). *(The coordinates of the points X and Y (UTM-ED50-HUSO 29) axes and the undulation on the Z axis (Ellipsoid-Geoid) are depicted. Trihedral drawings on the trends in the XZ (red) and YZ (blue) planes.)*

Para la elaboración del mapa de ondulaciones a partir de los valores observados, se utilizó un método geo-estadístico conocido como krigeado ordinario. En la aplicación de este método se recomienda, bien sea para mejorar el rendimiento del método o simplemente para cumplir ciertas hipótesis de partida, eliminar primero las tendencias generales que puedan presentar los datos. Esta técnica se conoce con el nombre de krigeado con deriva externa, por contar con una o varias variables auxiliares respecto a las cuales, la variable de interés tiene una tendencia marcada. El procedimiento es similar al krigeado ordinario, con la diferencia

que se añade un paso previo en el que se elimina la tendencia de los datos.

En el presente caso, se comprobó la existencia de una clara tendencia general en función de las variables auxiliares X e Y, es decir, una tendencia geográfica. Por este motivo, se ajustó en primer lugar un modelo de regresión polinómica en los ejes X e Y de grado 1, es decir, una superficie plana. El modelo lineal sigue la expresión:

$$Z(x_i, y_i) = \beta_0 + \beta_1 x_i + \beta_2 y_i + \varepsilon(x_i, y_i)$$

Donde $Z(x_i, y_i)$ es la variable en la posición (x_i, y_i), β_i son los parámetros ajustados por mínimos cuadrados y ε (x_i, y_i) representa el error que debe ser minimizado.

A continuación se calcularon los residuos de los puntos respecto a este plano general de tendencia y se aplicó el krigeado ordinario a los valores residuales. Los resultados de la interpolación para toda la superficie de estudio, que son los residuos estimados respecto a dicho plano, se suman a los valores predichos por la interpolación polinómica de primer grado, para obtener el valor de ondulación estimada en cada punto de la superficie.

El krigeado ordinario se fundamenta en la variabilidad espacial y la correlación de una variable continua observada en localizaciones concretas, para predecir la magnitud de la variable en las localizaciones no muestreadas. El principio intuitivo en que se fundamenta el método es que la variable toma valores similares en puntos separados por las distancias más cortas, mientras que a medida que la distancia entre dos localizaciones aumenta, la diferencia de los valores que toma la variable en ellas, se hace mayor. Estos métodos fueron ampliamente detallados por Cressie (1993) y normalmente constan de dos pasos: un paso preliminar de exploración de los datos, y su análisis estructural basado en la localización geográfica de los mismos; y un segundo paso de predicción de la variable en las posiciones que no cuentan con medición.

Para determinar la autocorrelación espacial de la variable se emplea un modelo de semivariograma (o variograma). La autocorrelación espacial queda caracterizada por el variograma experimental, que mide la diferencia entre pares de puntos separados por una distancia h. Así, el variograma se calcula como la mitad de la diferencia cuadrática promedio entre los pares que se encuentran en cada rango de distancias. La semivarianza se define por la expresión:

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \cdot \sum_{a=1}^{N(h)} [z(u_a) - z(u_{a+h})]^2$$

Donde N(h) es el número de pares separados una distancia h; y $z(u_a)$ y $z(u_{a+h})$ son los valores medidos de las variables en las posiciones u_a y u_{a+h} respectivamente. Una vez determinado el variograma experimental, la autocorrelación se modela ajustando un variograma teórico, en este caso de tipo esférico (Goovaerts, 1999) con efecto pepita, usando el método de mínimos cuadrados ponderados (Cressie, 1993).

En el caso del krigeado ordinario, la predicción de la variable en la posición u_a ($z^*(u_a)$) se estima siguiendo la expresión

$$z^*(u_a) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i(u_a) \cdot z(u_i)$$

Donde λ_i es el peso correspondiente a cada uno de los n puntos muestreados $z(u_i)$, cumpliendo la condición

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1$$

de modo que el estimador no sea sesgado, y minimizando la varianza del estimador

$$\sigma_E^2 = Var\{Z^*(u_a) - Z(u_a)\}$$

De este modo el krigeado supone el mejor ajuste lineal no sesgado.

El resultado de la interpolación se muestra en la Figura 17 en forma de isolíneas de ondulación. Los valores de éstas varían desde los 46,5 metros en la parte sudeste hasta 50,1 metros en la esquina noroeste. Es notorio el pronunciado gradiente que presenta la ondulación en esta zona, lo que realza la importancia de usar un mapa de ondulaciones a la hora de trabajar con equipo DGPS en el PND. Este acusado gradiente es acorde con los resultados obtenidos por Núñez et al. (2008) estudiando un área más amplia, aunque con un número más reducido de puntos en el área interior de la marisma.

Otro producto del krigeado es la estimación del error estándar de la estimación en toda la superficie de estudio. En la Figura 18 se muestra el mapa de distribuciones de este error. La zona interior de la marisma presenta errores estándar para las predicciones inferiores a 6 centímetros. No obstante, este error en el entorno de los puntos muestreados se reduce a 5 centímetros.

Para comprobar la bondad del mapa de ondulaciones se utilizó el procedimiento de la validación cruzada. Se calculó en cada punto de muestreo el error como la diferencia entre el valor simulado o esperado, excluyendo el propio punto en la simulación, menos el valor medido en dicho punto (Esperado – Observado).

En las Figuras 19 y 20 se muestran los resultados de la validación cruzada. Por un lado se ajustó una recta de regresión a los valores esperados frente a los observados (Figura 19) obteniéndose una muy buena correlación (R^2 = 0,996). Por otro lado se representaron los errores resultantes de la validación cruzada, los cuales muestran un comportamiento centrado en el 0, sin sobreestimaciones o subestimaciones importantes (Figura 20).

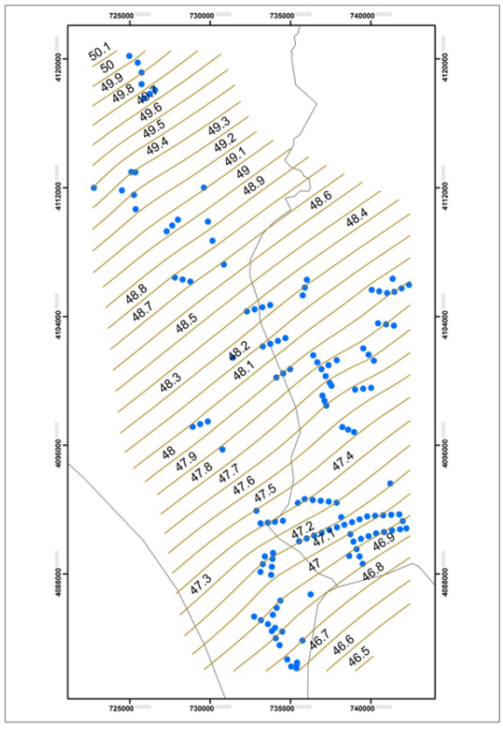


Figura 17. Mapa de ondulaciones de para la zona del Parque Nacional de Doñana. Las líneas en marrón representan las isolíneas de ondulación, las líneas en negro los límites de las provincias de Huelva (arriba izquierda), Sevilla (arriba derecha.) y Cádiz (abajo derecha.), y la línea costera (abajo izquierda.). Los puntos en azul representan los 137 puntos utilizados para la interpolación. Unidades en metros *(Map of undulation of the geoid for the Doñana National Park. In brown the undulation isolines, in black the Huelva province boundaries (top left), Seville province (top right), Cádiz province (bottom right), and the coastline (bottom left). Blue points represent the 137 points used for interpolation. Units in meters)*

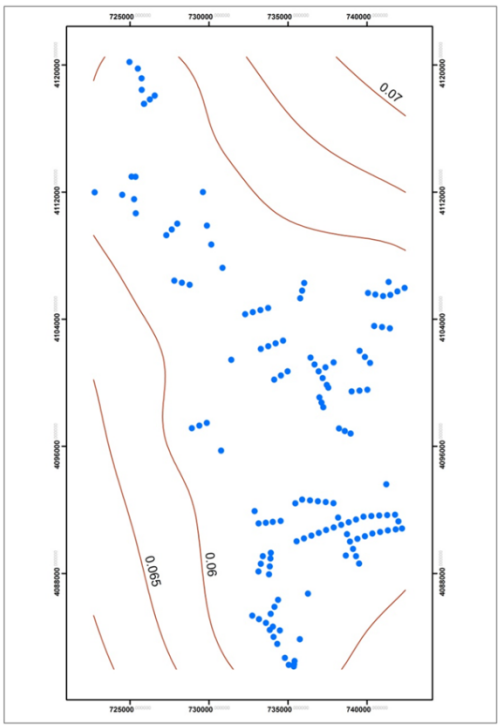


Figura 18. Mapa del error estándar de la predicción. Unidades en metros ***(Map of standard error of the prediction. Units in meters)***

Se han calculado además los promedios de diferentes errores: Error Medio (EM) y la Raíz del Error Cuadrático Medio (RECM) (Cuadro adjunto). El EM refleja el sesgo de la estimación, de modo que para una estimación sin sesgo el EM debería ser próximo a 0; la RECM indica la precisión de la estimación, siendo la RECM especialmente sensible a los valores extremos, por lo que se tuvo especial atención para analizar este indicador. (Tabla 3)

Tabla 3. Valor de los estadísticos que resultan de la validación cruzada. Error Medio (EM) y Raíz del Error Cuadrático Medio (RECM) ***(Statistical outcomes of the cross-validation. Mean error (EM) and Root Mean Square Error (RECM)).***

Estadístico	Valor (m)
EM	-0.00042
RECM	0.05328

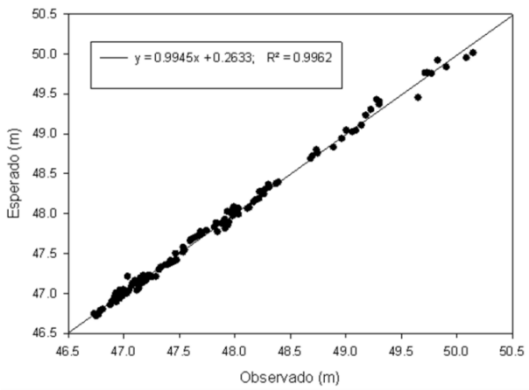


Figura 19. Valores simulados obtenidos de la validación cruzada (Esperado) frente a valores medidos (Observado) y línea de tendencia. ***(Simulated values obtained in the cross-validation (expected) against the mean values (observed) and the trend line)***

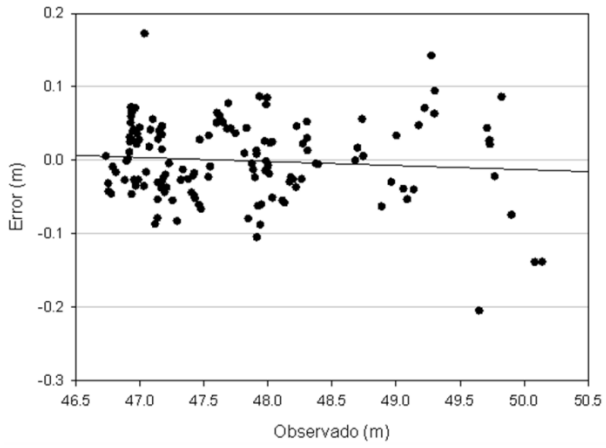


Figura 20. Errores obtenidos en la validación cruzada (Esperado – Observado) y línea de tendencia (*Error in the cross-validation (expected - observed) and the trend line)*

AMPLIACIÓN DE LA RNGMPND A LA SUPERFICIE VERTIENTE AL ARROYO DEL PARTIDO AFECTADA POR LA ACTUACIÓN NÚM. 3 DEL PROYECTO DOÑANA 2005.

El arroyo del Partido es un curso torrencial que vierte a la marisma de El Rocío. En su tramo final recorre una amplia llanura, que en su estado original servía de expansión para las avenidas desencadenadas por eventos extraordinarios, de forma que los hidrogramas se laminaban de forma importante y los caudales que desembocaban en la marisma tenían muy limitada su capacidad de arrastre y apenas aportan sedimentos a dicha área. La puesta en cultivo de la mencionada llanura en los años 80, requirió el encauzamiento del arroyo. Dicho encauzamiento eliminó la laminación natural de los caudales y aumentó considerablemente su capacidad de arrastre, erosionando el lecho y transportando los materiales hasta la marisma, donde se formó un nuevo y amplio cono de sedimentación. Con la Actuación núm. 3 del Proyecto DOÑANA 2005 se planteó la recuperación de la funcionalidad de parte de la llanura de inundación, rescatando la función de laminación y redirigiendo el grueso de los caudales hacia donde originariamente lo hacían. Los elementos principales del esquema corrector proyectado son dos diques transversales situados, uno en el cauce principal de arroyo (DIQUE 1) y otro en el cauce paralelo situado al borde de la llanura que recibe los flujos laminados (DIQUE 2). El primer dique obliga al flujo a desbordar por la margen izquierda del arroyo, enviando el grueso de los caudales de avenida hacia límite oriental de la llanura. El segundo dique recoge dicho flujo regulándolo en su nuevo cauce. El análisis hidráulico de la funcionalidad del esquema corrector necesitaba un levantamiento topográfico de detalle en una amplia zona, que comprende el cauce del arroyo del Partido y los terrenos aledaños por donde van a desbordar los flujos.

La primera operación para llevar a cabo el Seguimiento de las obras de un proyecto es situar las mismas en el territorio; para esta operación en la presente ocasión se operó esquemáticamente del modo siguiente: se partió del clavo topográfico J10 de coordenadas conocidas (UTM-HUSO29-ED50):

$$x = 725880{,}3923;\ y = 4117558{,}3729;\ z = 16{,}6798$$

que se muestra en las imágenes superiores de la Figura 21. Mediante nivelación topográfica se definió la cota altimétrica del clavo J30, que se instaló en el ala derecha del vertedero frontal del DIQUE l (Figura 21, imágenes inferiores):

$$x = 725740{,}9510;\ y = 4118436{,}5290;\ z = 19{,}0569$$

y a través de una nivelación geométrica se determinó la cota altimétrica del clavo J33, que se plantó en el puente del camino asfaltado entre El Rocío y Villamanrique a su paso sobre el arroyo de la Cañada del Pinar, inmediatamente aguas abajo del DIQUE 2 (Figura 22):

$x = 726565{,}9001$; $y = 4118077{,}2506$; $z = 18{,}3218$



Figura 21. Fotografía superior: Clavo topográfico J10, ubicado en el extremo superior izquierdo del puente del aforador núm. 151 de la CHG. Fotografía inferior: Clavo topográfico J30 situado sobre el umbral del ala derecha del vertedero del DIQUE 1 construido en el arroyo del Partido, aguas abajo de la casa de la Matanza. ***(Top: topographic Nail J10, located in the upper left corner of the bridge situated upstream to flume 151 of the CHG. Below: topographic Nail J30 located on the threshold of the right wing of the spillway in DAM 1, constructed in the El Partido stream downstream of Casa de la Matanza.)***



Figura 22. Clavo topográfico J33, ubicado en la rotonda del puente sobre el arroyo de la Cañada del Pinar del camino asfaltado que une El Rocío con Villamanrique de la Condesa ***(Topographic Nail J33, located in the roundabout of the bridge over the Cañada del Pinar stream, in the road linking El Rocío with Villamanrique)***

A partir del clavo J30 se definieron los restantes puntos representativos situados en el propio DIQUE 1 y en su entorno; mientras que desde el J33 se establecieron los puntos significativos del DIQUE 2 y de sus alrededores. En las operaciones topográficas efectuadas directamente sobre el terreno en la superficie objeto del Seguimiento, las coordenadas planimétricas (x, y) se obtuvieron utilizando un DGPS-Leica; pero las coordenadas altimétricas (z) se determinaron por nivelación en el caso de los clavos topográficos J30 y J33 y de los restantes puntos definidos con las operaciones del año 2007; mientras que en los puntos que se establecieron en el año 2008, las cotas altimétricas correspondientes al elipsoide obtenidas con el DGPS se corrigieron a partir del mapa de ondulación elaborado al efecto y comentado anteriormente.

En base a la nivelación geométrica realizada a lo largo del arroyo del Partido, que permitió definir las secciones del cauce, se extendió el mapa de ondulación de geoide desde la marisma hasta el área comentada. Con dicho mapa se pudo trabajar con el equipo DGPS-Leica ampliando, de forma rápida y extensa, el levantamiento topográfico de la zona. En la Figuras 23, 24 y 25 se aprecian los datos obtenidos de dichos levantamientos que han permitido el estudio hidráulico comentado, así como la evolución de los efectos que las avenidas han tenido sobre la morfología del arroyo y de la marisma en las proximidades de El Rocío.

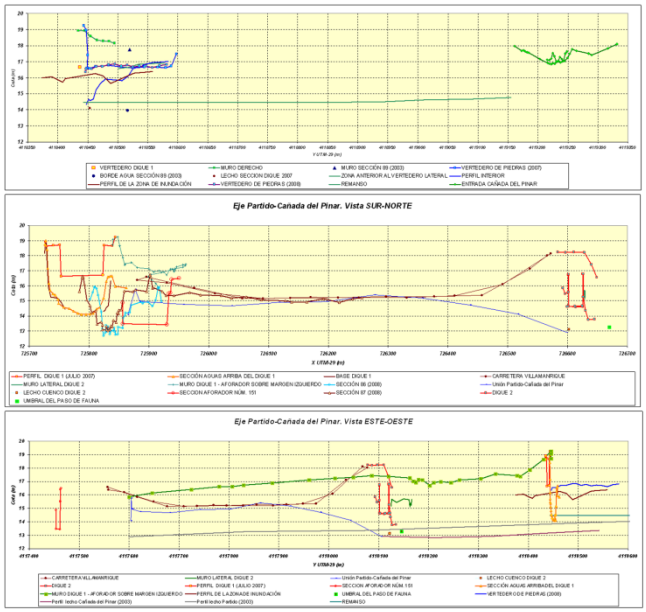


Figura 23. Operaciones topográficas efectuadas en la superficie de inundación-sedimentación comprendido entre los arroyos del Partido y de la Cañada del Pinar, desde la sección del vertedero lateral del DIQUE 1 ubicado en el arroyo del Partido, hasta la sección del vertedero del DIQUE 2 situado en el arroyo de la Cañada del Pinar. ***(Topographic operations in flood-sedimentation surface between El Partido stream and La Cañada del Pinar stream, from section of the lateral spillway in DAM 1 located in El Partido stream, to the section of the spillway in DIQUE 2 placed in La Cañada del Pinar stream.)***

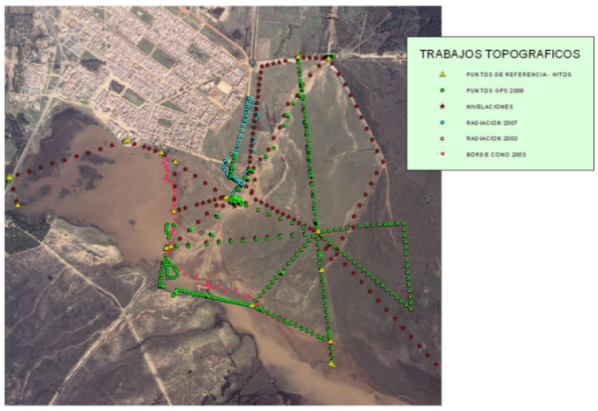


Figura 24. Levantamientos topográficos realizados en el cono de sedimentación del arroyo del Partido en la marisma de El Rocío desde el año 2003. Los trabajos del año 2008, que aparecen en círculos verdes, se superponen en algunos casos con las operaciones de nivelación geométrica realizados en el año 2003; tapándoles a estos últimos. ***(Topographical works made in the sedimentation cone of El Partido stream in the marsh of El Rocío since 2003. The works of 2008, shown in green circles, overlapping in some cases the points of geometric leveling operations carried out in 2003)***

ESTADO ACTUAL DE LA CUESTION EN RELACIÓN CON EL COMPORTAMIENTO DE LA SOLERA DE LA MARISMA DEL PND. SU APORTACIÓN AL CONOCIMIENTO, SU UTILIDAD EN LA GESTIÓN Y LAS PERSPECTIVAS DE SU APORTACIÓN FUTURA EN AMBOS ASPECTOS PARA EL MEJOR MANEJO Y DESARROLLO DE LA MARISMA DEL PND.

En estos momentos la Red de Nivelación Geométrica está constituida por 153 puntos de control en los cuales se puede realizar un seguimiento de la variación del nivel de la solera de la marisma, con series de hasta 19 años de datos registrados. Dichos puntos sirven de base, a su vez, para un seguimiento de la vegetación de la marisma y su relación con los niveles de inundación.

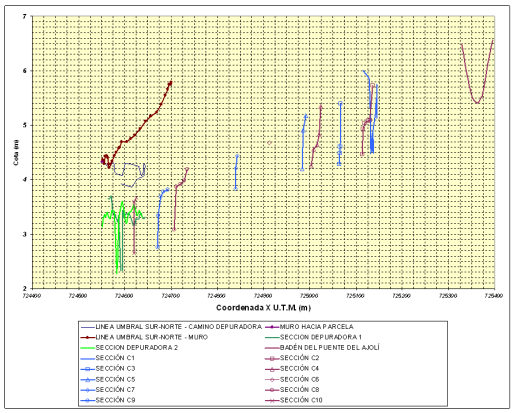


Figura 25. Representación de las cotas referidas a la coordenada *x* del sistema de referencia UTM (vista sur a norte) de los perfiles de las 10 secciones transversales, levantadas al arroyo del Partido en la finca de La Dehesilla. ***(Graphic of the 10 cross-sections made in the channel of the El Partido stream in its way across the La Dehesilla farm. Axe X is the UTM X coordinate, showing a south-north view.)***

Se dispone de un mapa de ondulación que permite la utilización generalizada de equipos GPS con corrección diferencial y realizar levantamientos topográficos de suficiente detalle en cualquier punto de la marisma del PND, pudiendo dotar de cota altimétrica con referencia a la red de nivelación del Puerto de Sevilla. La RNGMPND se constituye como una red de apoyo para trabajos topográficos en toda la marisma y en el arroyo del partido, base indispensable para los estudios del comportamiento hidráulico de los flujos, tanto actuales como los esperables tras las modificaciones realizadas en las estructuras de control.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Organismo Autónomo Parques Nacionales OAPN y a la Red de Espacios Naturales Protegidos RENPA de la Junta de Andalucía la financiación del proyecto objeto de este artículo. Se reconoce de un modo especial a Carlos Urdiales Alonso, Técnico del Área de Conservación del PND, y a los componentes de su equipo Abel Valero Lancho y Ricardo García Díaz por su colaboración durante la ejecución del mismo; así como también a la Dirección, Técnicos y Guardería del Espacio Natural de Doñana, que nos han proporcionado su ayuda cuando lo hemos necesitado.

Por último, se mencionan a los alumnos de la Escuela T. S. de Ingenieros de Montes de la UPM, Verónica Serrano Doncel; Víctor Manuel Cicuéndez López Ocaña; Nur Algeet Abarquero; Fernando Cremades Oñoro; Marcos Blanquer Rodríguez; Alfonso Andrade Otero y Juan Ángel de Gracia Triviño, que en alguno de los veranos del periodo en el que se ha desarrollado el proyecto comentado en este artículo, han colaborado en sus trabajos de campo.

REFERENCIAS

Cressie, N. A. C. (1993) *Statistics for Spatial Data*. Wiley, 900 pp., New York

Goovaerts, P. (1999) Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives. *Geoderma 89*, 1–45. U. K.

Instituto de Cartografía de Andalucía (ICA) [en línea], Correcciones diferenciales GPS de referencia en formato RINEX. Proyecto con nombre Red Andaluza de Posicionamiento (RAP) que se establece en colaboración con el Laboratorio de Astronomía, Geodesia y Cartografía de la Universidad de Cádiz. Disponible en World Wide Web:
<http://www.juntadeandalucia.es/obraspublicasytransportes/redandaluzadeposicionamiento/rap/>

Leica Geo Office Version 6.0.0.0 (2007) Instrucciones de uso y archivos de ayuda del software, incluidos en la documentación habitual con la compra del instrumental DGPS Leica de la serie GPS1200.

Mintegui Aguirre, J. A. & Robredo Sánchez, J. C. (2001) *Bases para la elaboración de un modelo del terreno de la marisma del Parque Nacional de Doñana. (Trabajos topográficos y de estimación de la sedimentación)*, 244 pp. Serie Técnica, Organismo Autónomo Parques Nacionales.

Mintegui Aguirre, J. A.; Robredo Sánchez, J. C. & García Viñas J. I. (2004) La importancia de los trabajos de campo en la confección del modelo del terreno para aplicaciones en ecología. *Investigación Agraria - Sistemas y Recursos Forestales*, Fuera de serie: Homenaje al Profesor D. José Manuel Gandullo, pp. 164-175

Mintegui Aguirre, J. A.; Robredo Sánchez, J. C. & Elorrieta Jove, J. (2008) Análisis del comportamiento de la solera de la marisma del Parque Nacional de Doñana durante el periodo 1995-2006. *Resumos 6ª Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica.* Sección: Alteraçones Climáticas, pp. 57-58, 11-14 de fevereiro, Tomar, Portugal.

Mintegui Aguirre, J. A.; Robredo Sánchez, J. C.; Gonzalo Aranoa, C de & Huelín Rueda, P. (2010) Recuperación del régimen hidráulico e hidrológico del arroyo del Partido en el tramo anterior a su afluencia en la marisma de El Rocío (Parque Nacional de Doñana), Ecología, núm. 23, pp. 9-37, Organismo Autónomo Parques Nacionales

Mintegui Aguirre, J. A.; Robredo Sánchez, J. C.; Huelín Rueda, P. & Gonzalo Aranoa, C de (2010) Análisis de la adecuación de las acciones restauradoras efectuadas en el cono de sedimentación de un curso torrencial, ante la incidencia en el mismo de eventos extraordinarios durante el invierno de 2009-10. Aqua-LAC, Vol. 2, núm. 2, pp. 62-77, UNESCO Programa Hidrológico Internacional para América Latina y el Caribe.

Mintegui Aguirre, J. A.; Robredo Sánchez, J. C.; Gonzalo Aranoa, C de & Huelín Rueda, P. (2011) Stability of the new alluvial fan of El Partido stream, located in the eastern side of El Rocío village in the Doñana National Park (Spain), after the actions carried out to restore its hydrological regime. Int. J. of Safety and Security Eng, Vol. 1, num. 4, pp. 438-461, WIT Press.

Núñez, M. A.; Martín, A.; Gili, J. A. & Anquela, A. B. (2008) High-precision geoid determination in small areas: a case study in Doñana National Park (Spain*). Stud. Geophys. Geod*., 52, 361−380 361

Robredo Sánchez, J. C.; Mintegui Aguirre, J. A. & Elorrieta Jove, J (2007) Estudio del comportamiento de la solera en los lucios y caños de la marisma del Parque Nacional de Doñana en relación con los procesos de llenado y vaciado de la misma, a través de mediciones en el campo en el periodo 1995-2006, *Ecología*, núm. 21, pp. 11-42, Organismo Autónomo Parques Nacionales, Madrid

Robredo Sánchez, J. C.; Mintegui Aguirre, J. A.; Gonzalo Aranoa, C de & García Viñas, J. I. (2011) Monitoring of the Morphologic Evolution of the Doñana National Park Marsh by Means of Micro-topography Analysis. *IUGG - XXV General Assembly, Earth on the Edge: Science for a Sustainable Planet*, poster, IAHS-HW07 Hydro-Geomorphology, 28 June-7 July, Melbourne (Australia).

Robredo Sánchez, J. C.; Mintegui Aguirre, J. A.; Huelin Rueda, P.; Gonzalo Aranoa, C de & García Viñas, J. I. (2013) Ampliación de la Red de Nivelación Geométrica de la marisma del Parque Nacional de Doñana (2005-06); evolución de su solera entre 2007-12 y análisis de su comportamiento entre 1995-2012. *Ecología* núm. 25 pp. 11-54 Organismo Autónomo Parques Nacionales, Madrid

Robredo Sánchez, J. C.; Mintegui Aguirre, J. A.; Huelin Rueda, P.; Gonzalo Aranoa, C de & García Viñas, J. I. (2013) Actualización y mejora de la red de nivelación geométrica de la marisma del Parque Nacional de Doñana y del modelo sedimentario apoyado en la misma (2007-2012) *Ecología* núm. 25 pp. 55-98 Organismo Autónomo Parques Nacionales, Madrid.

Saura, J.; Bayán, B.; Casas, J.; Ruiz de Larramendi A. & Urdiales, C. (2001) *Documento Marco para El Desarrollo Del Proyecto Doñana 2005, Regeneración hídrica de las cuencas y cauces vertientes a las marismas del Parque Nacional de Doñana*, 201 pp., Ministerio de Medio Ambiente.

Aspectos Geodésicos en la Aplicación de Plataformas Aéreas no Tripuladas (UAV) a la Prevención de Incendios

Geodetic Aspects in the Aplication of Unmanned Aereal Vehicles (UAV) to the fire Prevention

G. Rodríguez-Caderot[(1,a)], P. Romero[(1,b)], B. Moreno[(1,c)] y G. Barderas[(1,d)]

[(1)] **S. Dep. de Astronomía y Geodesia, Facultad de Ciencias Matemáticas. Universidad Complutense de Madrid. E-28040 Madrid**

[(a)] **grc@ucm.es, [(b)] pilar@ucm.es, [(c)] beatrizmorenomonge@gmail.com y [(d)] gonzalobm@mat.ucm.es**

SUMMARY

We present a technology based on Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for use in fire prevention by characterizing the risk factors of biomass ignition and the vegetation water content in a fast and economic way.
Some involved problems are: (a) The analysis of multispectral images taken from UAVs to determine critical variables for estimating the risk of ignition (Berni et al., 2009), (b) The development of a mathematical model to optimize photogrammetric flight paths avoiding to fly over restricted areas using a MD4-1000 UAV provided with DGPS (Romero, 1990) Waypoint navigation and (c) To compare the images georeferenciation using real-time corrections (RTK) DGPS techniques with EGNOS Precise Point Positioning (PPP) (Moreno Monge et al., 2013; Rodríguez-Bilbao et al., 2012; de Lacy et al., 2008).

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, la teledetección basada en el uso de datos de imágenes proporcionadas por satélites de observación de la Tierra y otras plataformas de vuelo en la prevención y evaluación de los incendios forestales se ha desarrollado notablemente. La utilización de vehículos aéreos no tripulados (en inglés *Unmanned Aerial Vehicle*, UAV) presenta importantes ventajas para zonas no extensas y de difícil acceso, ya que permiten reducir costes y mejorar la resolución espacial de las técnicas de teledetección.

2. ANÁLISIS DE IMÁGENES MULTIESPECTRALES

En el caso de las imágenes infrarrojas obtenidas con el UAV es necesario modelar los siguientes aspectos para reducir errores por debajo de 1 K: Calibración con un cuerpo negro, Modelo de transferencia radiativa: transmitividad atmosférica y radiancia térmica a lo largo de la trayectoria, Emisividad de la superficie para vegetación, Condiciones atmosféricas locales: temperatura, humedad relativa y presión barométrica.

A partir de estos datos se crea un ortomosaico de imágenes incorporando a la georreferenciación precisa un Modelo Digital de Elevaciones.

Para la estimación de los parámetros de índices vegetales a partir de estas imágenes se pueden utilizar diferentes modelos (p.e. FLIGHT, OSAVI). Estos parámetros deben compararse con índices obtenidos con muestras de campo.

3. OPTIMIZACIÓN DE TRAYECTORIAS DE VUELO FOTOGRAMÉTRICO

El objetivo es minimizar la diferencia de distancias, $\rho_{UAV} = \left|\rho^i_{UAV}(t_2) - \rho^i_{UAV}(t_1)\right|$, entre dos posiciones sucesivas del UAV, con constreñimientos impuestos para no sobrevolar zonas restringidas $\varphi<\varphi_{CS}$ y $\varphi>\varphi_{CN;}$ $\lambda<\lambda_{CW}$ y $\lambda<\lambda_{CE}$ con límites latitudinal $[\varphi_{CS},\varphi_{CN}]$ y longitudinal $[\lambda_{CW},\lambda_{CE}]$, en términos de coordenadas geodésicas, donde las distancias $\rho^i_{UAV}(t)$ del UAV a un satélite *i* en un instante *t* se determinan mediante la ecuación de observación DGPS de fases utilizando una estación de referencia *E*:

$$\phi^i_{UAV\_E} = \phi^i_{UAV} - \phi^i_E, \qquad (1)$$

siendo (Romero, 1990):

$$\begin{aligned}\phi^i_{UAV\_E} = {} & 2\pi\frac{f_s}{c_0}\left[\rho^i_{UAV}(t) - \rho^i_E(t)\right] + \\ & +2\pi f_s\left[\Delta t_{aUAV}(t) - \Delta t_{aE}(t)\right] + \\ & +2\pi\left[f_E - f_{UAV}\right]t + N^i_{UAV} - N^i_E + \Psi_\varepsilon(t)\end{aligned} \qquad (2)$$

donde el término $\mathfrak{k}t_a$ representa el retraso en tiempo de propagación debido a la atmósfera (retrasos troposférico e ionosférico); $\psi_\varepsilon(t)$ contiene los errores en los osciladores de los receptores; $N^i_{UAV} - N^i_E$ es la diferencia de ambigüedades para las medidas de fase; $f_E - f_{UAV}$ es la diferencia de frecuencias de los osciladores.

4. GEORREFERENCIACIÓN PRECISA DE IMÁGENES

Aplicar correcciones en tiempo real (RTK) de una estación GPS de referencia para mejorar la georreferenciación de las imágenes obtenidas.

Mediante una estación de referencia en tierra pueden corregirse las observaciones del UAV. Con correcciones de fase se alcanzan precisiones inferiores a 0.5 m sin resolución de ambigüedades, que puede mejorarse si se efectúa la resolución de ambigüedades. Las redes RTK mejoran este posicionamiento DGPS permitiendo correcciones de fase en tiempo real para la resolución de las ambigüedades de fase del UAV, permitiendo detectar y corregir saltos de ciclo, alcanzándose hasta 2 cm de exactitud, con un período de inicialización de 30-40 minutos.

Utilizando EGNOS con Posicionamiento Preciso Puntual (PPP) (Moreno Monge et al., 2013; Rodríguez-Bilbao et al., 2012) se comparan los resultados obtenidos con PPP y RTK.

5. REFERENCIAS

B. Moreno Monge, G. Rodríguez Caderot, M.C. de Lacy (2013) "Multifrequency Algorithms for PPP: MAP3". GPS Solutions DOI: 10.1007/s10291-013-0335-7.

I. Rodríguez-Bilbao, G. Rodríguez-Caderot, S. M. Radicella, M. Herraiz, L. Ciraolo, B. Moreno y M. C. De Lacy (2012) "Análisis de la relación entre las variaciones del contenido de electrones ionosférico (ROT) y el error en el posicionamiento puntual preciso (PPP)". Proceedings 7 Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. ISBN 978-84-941323-1-5.

J.A.J. Berni, P.J. Zarco-Tejada, L. Suárez, V. González-Dugo, E. Fereres (2009). "Remote sensing of vegetation from uav platforms using lightweight multispectral and thermal imaging sensors". Inter-Commission WG I/V.

M.C. de Lacy, A.J. Gil, G. Rodríguez-Caderot, G. Rodríguez, B. Moreno (2008). "A method to estimate the Ionospheric bias by using the new GNSS frequencies: an analysis of its theoretical accuracy in a PPP context". Física de la Tierra 2008 (UCM), vol. 20, p. 133-150.

P. Romero (1990). "Posicionamiento GPS". VI curso de Geodesia Superior. Madrid, Instituto de Astronomía y Geodesia (UCM-CSIC), ISBN 84-87488-02-1, pp. 139—191.

Avaliação do desempenho de IMUs do tipo MEMS para georreferenciação direta
Evaluating the performance of MEMS-based IMUs for direct georeferencing

Diogo Ayres-Sampaio[(1)], José A. Gonçalves[(1,2,3)], Américo Magalhães[(1)], Luísa Bastos[(1,2,3)]
[(1)]Observatório Astronómico, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Monte da Virgem, 4430-146 Vila Nova de Gaia, dsampaio@fc.up.pt
[(2)]Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Rua do Campo Alegre, 687, 4169-007 Porto
[(3)]Centro Interdisciplinar de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Porto, Rua dos Bragas, 289, 4050-123 Porto

SUMMARY

Direct georeferencing (DG) is a method used in photogrammetry which, in theory, does not require ground control points (GCPs) and the aerial triangulation (AT) to retrieve the exterior orientation (EO) parameters of the camera. DG relies on the integration of a Global Navigation Satellite System (GNSS) receiver and an Inertial Measurement Unit (IMU), i.e., a GNSS/IMU integrated system, to directly determine the EO at any instant of time. Recently, researchers have been focusing on GNSS/IMU integrated systems with IMUs based on Micro Electro Mechanical Systems (MEMS). This grade of IMUs is small and inexpensive and can be used in several airborne platforms. The main aim of this study was to assess the performance of a MEMS-based IMU for direct georeferencing. A small aircraft with an AVT Pike camera and an Xsens Mti IMU attached to its right wing (both on the same platform) were used to collect data at a flight height of 150 m near the coastline of Espinho, Portugal. The GNSS information came from a dual-frequency GNSS receiver. The Xsens performance was evaluated using a tactical grade IMU (Litton LN-200), mounted inside the aircraft, and the orientation angles of the camera derived from AT. An Extended Kalman Filter (EKF) was implemented to perform the GNSS/IMU integration, following a loosely coupled approach. When compared with Litton, Xsens revealed an attitude accuracy of 0.4º for roll, 0.4º for pitch, and 0.8º for heading. As for the comparison with the camera orientation angles, Xsens achieved an attitude accuracy of 0.8º for roll, 0.3º for pitch, and 0.3º for heading. The presented results suggest that MEMS-based IMUs are a promising technology for direct georeferencing of photogrammetric data acquired by small and low-cost airborne platforms.

1. INTRODUCTION

In conventional photogrammetry, georeferencing may be subdivided in two consecutive procedures: camera orientation and restitution (Zhang and Shen, 2013). The camera orientation, i.e., the determination of the exterior orientation parameters (EOPs), is the most critical process for photogrammetric mapping, since it controls the quality and reliability of the restitution. The EOPs consist of the camera position and its orientation. The position is defined by the coordinates of the projection center (X_0, Y_0, Z_0) and the orientation by the rotation angles roll, pitch, and heading (r_0, p_0, h_0).

Aerial triangulation (AT) has been widely used to retrieve the EOPs and may be considered as a standard tool (Yastikli and Jacobsen, 2005). AT uses tie points in the overlapping images to correct their relative positions and orientations. This allows reducing the number of ground control points (GCPs) required to establish a connection with the coordinate reference system. Although the number of GCPs is greatly reduced, the data acquisition is still expensive and time consuming and there are even locations where the acquisition of GCPs is not possible (e.g., densely vegetated sites).

Recent developments in navigation sensors and algorithms allowed the emergence of direct georeferencing (DG). DG is a method used in photogrammetry which, in theory, does not require GCPs and the AT to retrieve the EOPs of the camera. DG relies on the integration of a Global Navigation Satellite System (GNSS) receiver and an Inertial Measurement Unit (IMU), i.e., a GNSS/IMU integrated system, to directly determine the EOPs at any instant of time. The integration of GNSS/IMU improves the georeferencing of photogrammetric data and frees it from operational restrictions (Chiang et al., 2012). However, GNSS/IMU systems utilized for DG generally use navigation- or tactical-grade IMUs, which have several constraints (e.g., high cost, large size, and restricted handling regulations) limiting their use (Niu et al., 2006). Recently, researchers have been focusing on GNSS/IMU integrated systems with IMUs based on Micro Electro Mechanical Systems (MEMS). This grade of IMUs is small and inexpensive and can be used in several airborne platforms. Moreover, as these low-cost sensors become popular, the range of their application areas is growing exponentially (Aydemir and Saranlı, 2012). For example, they have been used for indoor positioning (Glanzer et al., 2009) and pedestrian navigation (Bancroft and Lachapelle, 2011). Nonetheless, their in-run biases, scale factors, and high noise require an effective integration scheme to mitigate these errors (Aydemir and Saranlı, 2012; Bancroft and Lachapelle, 2011).

The aim of this study was to assess the performance of a MEMS-based IMU for direct georeferencing. Specifically, the orientation angles determined from a MEMS-based IMU were compared with the orientation angles determined from a tactical-grade IMU and with the orientation angles of a camera derived by AT.

2. DATA

In August 2013, a flight test was carried out with a small aircraft (Figure 1) in order to investigate the accuracy of the MEMS-based IMU Xsens Mti. This IMU was mounted on a small platform along with an AVT Pike camera in the right wing of the aircraft (Figure 2). This configuration aimed to ensure that both sensors were subjected to the same dynamic conditions.

A medium-quality tactical grade IMU (Litton LN-200) was taken as a reference to assess Xsens' attitude accuracy. This IMU is comprised of three Fiber Optic Gyros (FOG) and three MEMS accelerometers and has been previously used for Strapdown Airborne Gravimetry (SAG) by the Astronomical Observatory of the University of Porto (AOUP) (Bastos et al., 2000; Deurloo, 2011). Litton was mounted inside the aircraft since it was not possible and safe to mount it in the wing. The manufacturer's specifications for both IMUs are presented in Table 1. As can be seen, the FOG gyroscopes of Litton are much more precise than Xsens' MEMS-based gyroscopes.

A dual-frequency GNSS receiver was used to derive positions and velocities for the sensor fusion update stage. In addition, two low-cost L1 receivers were used for time tagging both IMUs' measurements (1 pulse per second).

The data was collected at a flight height of 150 m near the coastline of Espinho, Portugal and had an approximately duration of 30 minutes.



***Figure 1* - Aircraft used to collect the data.**

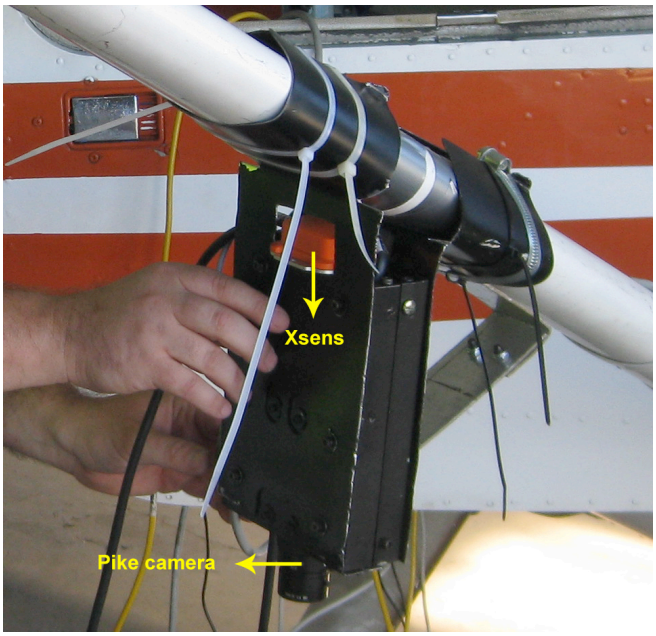


***Figure 2* - Xsens and Pike camera attached to the right wing of the aircraft.**

***Table 1* - Manufacturer's specifications for Litton and Xsens.**

Parameter	Litton	Xsens
Accelerometer bias stability (m/s^2)	0.015	0.020
Gyro bias stability (º/s)	0.001	1.000
Accelerometer noise ($m/s^2/\sqrt{Hz}$)	0.002	0.002
Gyro noise (º/s/√Hz)	0.003	0.050

3. METHODOLOGY

An Extended Kalman Filter (EKF) was implemented to integrate the GNSS and IMU measurements, following a loosely coupled approach, i.e., the GNSS positions and velocities were used to correct the IMU errors. The EKF is the most commonly used method to deal with non-linear systems. The design of this filter is based on the linearization of the system (navigation equations) and measurement models using a first-order Taylor series expansion. The Kalman filter has a predictor-corrector structure and thus can be divided in two distinct steps: propagation and update. The former step consists in the propagation of the state vector and covariance through the system process between time epochs, and the latter step consists in the incorporation of a discrete observation.

The implemented filter was built based on a 16-state EKF, previously used in the AOUP for SAG (Deurloo, 2011). The state vector of this 16-state filter is composed by: position (latitude, longitude, and height); velocity (north, east, and down); Euler angles (roll, pitch, and heading); accelerometer constant bias (x, y, and z axis); gyroscope constant bias (x, y, and z axis); gravity disturbance (vertical component). Since MEMS-based IMUs have large bias and are deeply affected by noise (Table 1) a more robust error modeling must be considered. In the EKF implemented here, the state vector was augmented in order to include other error parameters and thus a more complex sensor error model was used (Groves, 2008):

$$\tilde{a}^b = b_a + (I + M_a)a^b \quad (1)$$

$$\tilde{\omega}_{ib}^b = b_g + (I + M_g)\omega_{ib}^b \quad (2)$$

where $\tilde{a}^b$ and $\tilde{\omega}_{ib}^b$ are the corrected specific force and angular rate vectors, a^b and ω_{ib}^b are the quantities measured by the sensor, b_a and b_g are the constant bias, and I is the identity matrix. M_a and M_g are 3x3 matrices that contain the scale factor (diagonal elements) and misalignment (non-diagonal elements) errors. Note that all the errors are modelled as a random walk process. The augmented state vector for both Litton and Xsens is presented in Table 2.

In addition, the parameters for the sensor models, process noise, and measurement noise were obtained from manufacturer specifications, except for Xsens' noise variance (both for the accelerometers and gyroscopes) which was determined by analyzing the Power Spectral Density (PSD) plots of the data.

As previously mentioned, Xsens orientations angles were also compared with the orientation angles of an AVT Pike camera derived by AT. The Agisoft PhotoScan 1.0.0 (Agisoft LLC, St. Petersburg, Russia) was used to perform an automatic AT, using several well-defined GCPs in the images and a large amount of tie-points obtained from automatic image registration techniques. The EOP of each image, as well as the tie-points 3D coordinates, were then determined by bundle adjustment. Given that commercial digital cameras (such as the one used here) are not calibrated, the calibration parameters were estimated by Agisoft during the bundle adjustment process. Figure 3 shows an example of an image with GCPs and the large amount of tie-points obtained from the automatic image registration process.

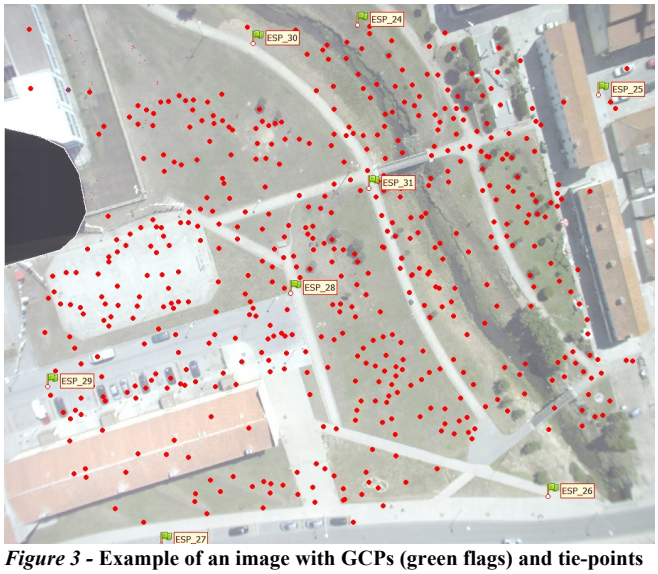


***Figure 3* - Example of an image with GCPs (green flags) and tie-points between consecutive images automatically obtained (red circles).**

4. RESULTS

The comparison between the orientation angles determined with Xsens and the orientation angles obtained with Litton and with the camera is depicted in Figures 4 and 5, respectively. In Figure 4, the data for the entire flight are showed, and it is possible to observe that Xsens' data are in very good agreement with Litton's data, particularly after the 384000 Global Positioning System (GPS) second of week (SOW). The poor agreement in the heading observed before the 384000 GPS SOW is clearly due to the

convergence time of the filter. In Figure 5, the orientation angles of Xsens are compared with only 34 consecutive images acquired by the Pike camera. In general, the orientation angles of the camera are in good agreement with the Xsens' output. Unfortunately, the remaining images have not yet been processed.

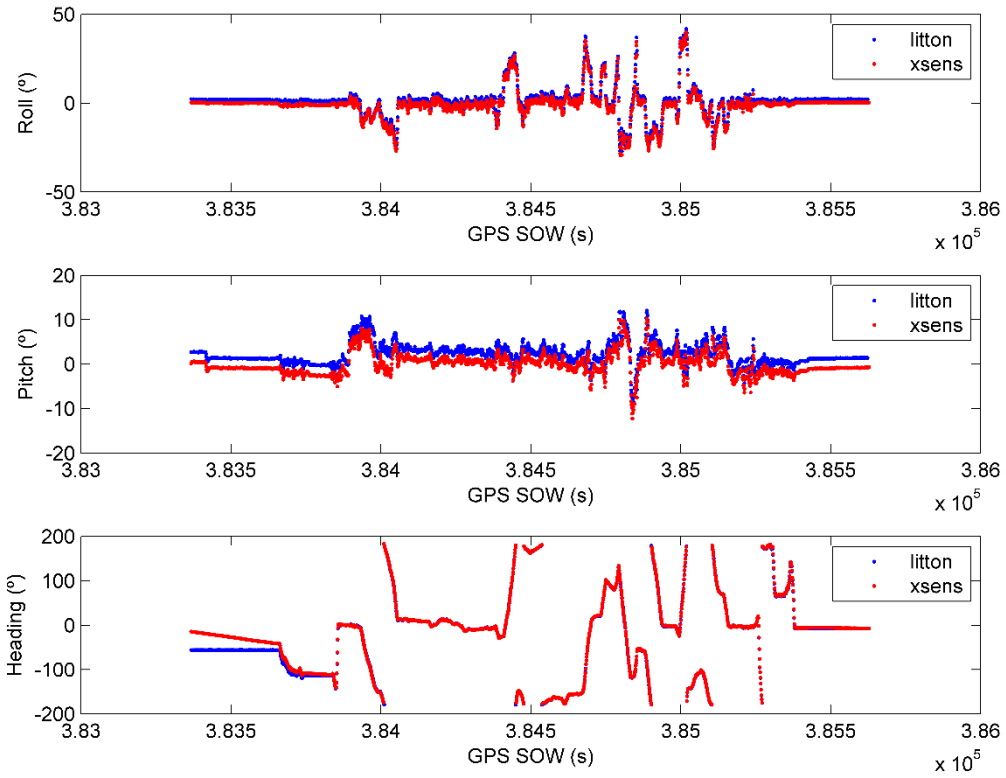


***Figure 4* - Comparison between the orientation angles of Xsens and the orientation angles of Litton.**

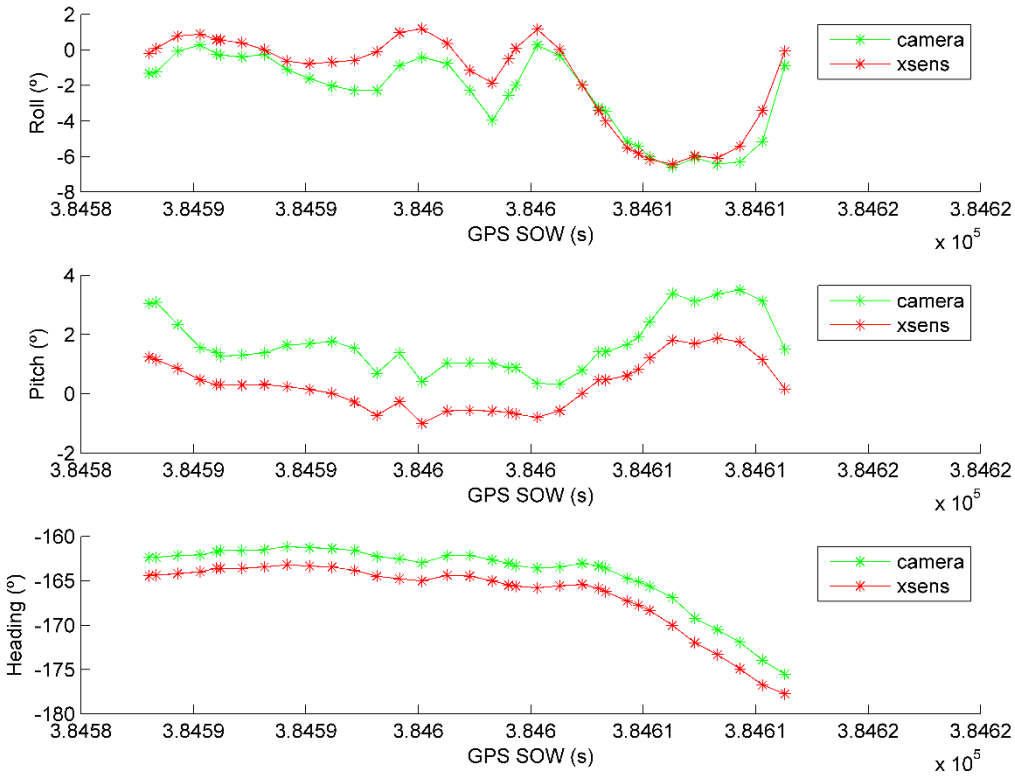


***Figure 5* - Comparison between the orientation angles of Xsens and orientation angles of the camera. These comparison was performed for 34 consecutive images.**

***Table 2* - Litton and Xsens EKF augmented state vector.**

Litton	Xsens
Position	Position
Velocity	Velocity
Euler angles	Euler angles
Accelerometer constant bias	Accelerometer constant bias
Gyroscope constant bias	Gyroscope constant bias
Gravity disturbance (vertical component)	Gravity disturbance (vertical component)
Accelerometer scale factor error	Accelerometer scale factor error
Gyroscope scale factor error	Accelerometer scale factor non-linearity error
Accelerometer axis misalignment error	Gyroscope scale factor non-linearity error
Gyroscope axis misalignment error	Accelerometer axis misalignment error
	Gyroscope axis misalignment error

The statistics for the two comparisons are presented in Tables 3 and 4. In order to calculate the statistics presented in Table 3, all data collected before the 384000 SOW was ignored. As expected, large systematic errors were found, because the sensors' axis were not carefully aligned. When compared with Litton, Xsens revealed an attitude accuracy of 0.4º for roll, 0.4º for pitch, and 0.8º for heading. As for the comparison with the camera orientation angles, Xsens achieved an attitude accuracy of 0.8º for roll, 0.3º for pitch, and 0.3º for heading. These results should be confirmed by processing the remaining images of the data set.

The accuracy achieved with Xsens in this work is in agreement with previous terrestrial tests conducted in the AOUP, where the orientation angles were determined with an accuracy ranging from 0.1º to 0.4º.

***Table 3* - Error statistics for the comparison between Xsens and Litton orientation angles.**

Angle	Mean (º)	Standard Deviation (º)
Roll	1.93	0.37
Pitch	2.22	0.39
Heading	-0.45	0.79

***Table 4* - Error statistics for the comparison between Xsens and the camera orientation angles.**

Angle	Mean (º)	Standard Deviation (º)
Roll	0.85	0.76
Pitch	-1.38	0.32
Heading	-2.32	0.32

5. CONCLUSION

The orientation angles were determined from Xsens with an accuracy between 0.3º and 0.8º. As such, attitude errors around 0.5º at a flight height of 150 m will result in horizontal positioning accuracies of about 1.3 m. Although this is not adequate for traditional photogrammetric mapping, it is suitable for near real time applications (e.g., disaster relief operations, forest fire monitoring, and infrastructure surveillance). Despite the limitations inherent to the system configuration, particularly the strong vibrations to which the DG system was subjected, the misalignment between the sensors' axis, and the lack of calibration parameters of the camera, Xsens was able to estimate the orientation angles with enough accuracy to be used in a low-cost DG system. Therefore, it can be concluded that MEMS-based IMUs are a promising technology for DG of photogrammetric data acquired by small and low-cost airborne platforms.

Future studies will be conducted by the AOUP in order to fully assess the performance of this technology in Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) and to implement a reliable/robust and cost-effective DG system. Therefore, the DG system sensors must be calibrated, carefully aligned, and mounted together in a stable platform near the center of gravity of the vehicle. Specifically, it is of major importance to calibrate the camera under controlled environment conditions in order to correctly estimate the distortion of the lens and the remaining calibration parameters.

6. ACNOWLEDGEMENTS

The authors would like to express gratitude to Dr. Rui Moura for conducting the flight test.

7. REFERENCES

Aydemir, G.A., and A. Saranlı (2012): "Characterization and calibration of MEMS inertial sensors for state and parameter estimation applications". *Measurement,* **45**, 5, 1210-1225.

Bancroft, J.B., and G. Lachapelle (2011): "Data Fusion Algorithms for Multiple Inertial Measurement Units". *Sensors,* **11**, 7, 6771-6798.

Bastos, L., P. Tomé, T. Cunha, M.J. Fernandes, and S. Cunha (2000): "Gravity anomalies from airborne measurements — experiments using a low cost IMU device". *Gravity, Geoid and Geodynamics 2000, IAG Symposium 123,* pp. 253-258, Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg.

Chiang, K.-W., M.-L. Tsai, and C.-H. Chu (2012): "The Development of an UAV Borne Direct Georeferenced Photogrammetric Platform for Ground Control Point Free Applications". *Sensors,* **12**, 7, 9161-9180.

Deurloo, R. (2011): "Development of a Kalman Filter Integrating System and Measurement Models for a Low-cost Strapdown Airborne Gravimetry System". Ph.D. dissertation. Department of Geosciences, Environment and Land Planning, Faculty of Sciences, University of Porto, March 2011.

Glanzer, G., T. Bernoulli, T. Wiessflecker, and U. Walder (2009): "Semi-autonomous indoor positioning using MEMS-based inertial measurement units and building information". *Positioning, Navigation and Communication, 2009. WPNC 2009. 6th Workshop on,* pp. 135-139.

Groves, P.D. (2008). *Principles of GNSS, Inertial, and Multisensor Integrated Navigation Systems*. (1st ed.). Boston, USA: Artech House.

Niu, X., T. Hassan, C. Ellum, and N. El-Sheimy (2006): "Directly Georeferencing Terrestrial Imagery using MEMS-based INS/GNSS Integrated Systems". *Proceedings of XXIII FIG Congress 2006*, Munich.

Yastikli, N., and K. Jacobsen (2005): "Direct Sensor Orientation for Large Scale Mapping–Potential, Problems, Solutions". *The Photogrammetric Record,* **20**, 111, 274-284.

Zhang, Y., and X. Shen (2013): "Direct georeferencing of airborne LiDAR data in national coordinates". *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing,* **84**, 43-51.

Séries Temporais de Imagens SAR para Monitorização de Grandes Obras
Multi-Temporal SAR Interferometry for Monitoring of Man-Made Structures

Glória Patrício[(1)(5)], Pedro Guimarães[(2)(3)], Joaquim J. Sousa[(2)(4)], António M. Ruiz[(6)], and Luísa Bastos[(5)]

[(1)] Research Unit for Inland Development, Polytechnic Institute of Guarda, Av. Dr. Francisco Sá Carneiro nº50, 6300-559 Guarda, Portugal, gpatricio@ipg.pt

[(2)] Department of Engineering, School of Science and Technology, University of Trás-os-Montes e Alto Douro, Apartado 1013, 5001-801 Vila Real, Portugal, jjsousa@utad.pt

[(3)] Polytechnic Institute of OPorto (ISEP), Rua Dr. António Bernardino de Almeida, 431, 4200-072 Porto, Portugal, psg@isep.ipp.pt

[(4)] Center of Geology, University of OPorto, Rua do Campo Alegre, 697, 4169-007 Porto, Portugal

[(5)] Department of Geosciences, Environment and Spatial Planning, Faculty of Science, University of Oporto, Portugal

[(6)] Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametria, Universidad de Jaén, Jaén, Spain

SUMMARY

Multi-temporal InSAR (MTI) methods are effective tools for monitoring and investigating surface displacement on Earth based on conventional radar interferometry. These techniques allow us to measure deformation with uncertainties up to one millimeter per year, interpreting time series of interferometric phases at coherent/stable point scatterers. Considering the regular revisit time and wide-area coverage of satellite radar sensors, and that stable points usually correspond to buildings and other man-made structures, these techniques are particularly suitable for application in urban environments. In this paper we present some examples of the application of MTI techniques to study the stability of port structures and one example of bridge monitoring. These promising results make it possible to think in the development of an interferometric methodology using the new high-resolution synthetic aperture radar satellites scenes for structural health monitoring.

1. INTRODUCTION

Due to natural causes and human activities, the ground surface is constantly in motion. Many measurement techniques have been developed, over time, to study the Earth's surface deformation. Some of these techniques, besides having different levels of accuracy, are time-consuming (e.g. classical surveys). The introduction of space-geodetic techniques like GPS and the interferometric use of Synthetic Aperture Radar (InSAR) have offered new opportunities for precise deformation monitoring. In particular, using the InSAR technique at relatively low costs (when compared to leveling) large areas can be monitored providing vertical displacements between coherent/stable points (SP) in two SAR acquisitions (images). The introduction of this relatively new technique opened a world of applications in geoscience and astronomy, and provided an alternative to the traditional optical methods of imaging, which need solar illumination and cloudless skies. This technique can be used for measuring spatial variations in the distance to the earth, e.g., due to topography, using two radar images and the principle of interferometry. (Gabriel, A. K. et al.,1988). Additional benefits of InSAR are that it is not necessary to physically access the deformation area and the high spatial and temporal density of the data.

Today, InSAR has matured to a widely used geodetic technique for measuring the Earth's surface, including topography and deformation, among other reasons, due to the amount of data available spanning almost two decades. Multi-temporal InSAR techniques (MTI) are gaining popularity as a tool for deformation measurements due to its ability to overcome the limitations of the conventional InSAR. This relative new technique profited SAR scenes regular acquisitions since 1991 (ERS-1), which allowed the establishment of large archives of SAR images permitting the implementation of long temporal studies, by the use of long time series stacks.

In order to assess the evolution of coasts and quantify changes in coastal morphology, we have designed a research project using satellite radar interferometry. The research results will also permit us to resolve very interesting issues as detect the areas of greatest subsidence in north and southern peninsular coast and asses the consequences of such deformation. In this work, we study the stability of the ports of Leixões (Portugal) and Málaga (Spain). We also present the results of the analysis of almost 10 years of SAR data, obtained from moderate resolution satellite sensors (ERS-1/2) and MTI techniques, over the Hintze Ribeiro bridge (Portugal). Data show a change in the deformation rate a few years prior to its collapse. The results clearly reveal the potential of interferometric techniques to monitor the stability of these types of structures. SAR interferometry can thus be a very helpful tool to support the development of reliable deformation models towards the assessment of rupture risks and the establishment of alarm thresholds to be used in early warning systems.

2. METHODOLOGY

In this work, Stanford Method for Persistent Scatterers/Multi-Temporal InSAR (StaMPS/MTI) that combines both persistent scatterer (PS) and small baselines (SB) methods, allowing the identification of scatterers that dominate the scattering from the resolution cell (PS) and slowly-decorrelating filtered phase (SDFP) pixels, was applied. The StaMPS framework was initially developed for PS applications in natural terrain (Hooper,A., et al.,2004), (Hooper, A., et al., 2007) and since, has been expanded to include short baseline analysis (Hooper, A., 2008). StaMPS PS analysis uses primarily spatial correlation of the phase to identify phase-stable pixels, as opposed to temporal correlation and it does not assume any approximate model of displacements (e.g. (Ferretti, A. et al., 2001), (kampes, B.M., 2005). A requirement is that the displacement gradients in space and time should not be steep for proper unwrapping. Once coregistering master and slave images, a series of interferograms is constructed, which also uses the most precise orbit information available. An evaluation of interferometric phase differences in time is done to obtain the potential PS points. Finally, temporally coherent of natural reflectors in SAR images are detected due to their correlated phase

behavior over time. Then, the displacement of each individual PS point is estimated by the technique.

In addition, SB analysis (Berardino, P., et al., 2002) aims to detect pixels whose phase decorrelates little over short time intervals. Interferograms having mutual small baselines combinations are created based on the available of image. SB method searches to make phase unwrapping easier by selecting small baselines interferograms and filtering the phases. It creates a network of interferograms to estimate heights and deformation with respect to one single master image.

Finally, StaMPS/MTI combines both sets of results (PS+SDFP=SP) to improve phase unwrapping and the spatial sampling of the signal of interest.

3. CASE STUDY

The methodology presented in Section 2 was applied in different scenarios: 1) the Port of Leixões that comprises the largest seaport infrastructure in the North of Portugal and one of the most important in the country; 2) the Port of Málaga, an international seaport and the oldest continuously-operated port in Spain and one of the oldest in the Mediterranean and; 3) the Hintze Ribeiro, concrete and metal, bridge crosses the Douro River at Entre-os-Rios, some 30 kilometers east of Oporto (opened in 1887) collapsed on March 4, 2001, sending a bus full with day-trippers and three cars into the swollen river.

4. MTI ANALYSIS

The PS and SB methods were applied to the three datasets and identified sufficient coherent pixels to enable further processing. After phase unwrapping step and filtering spatially correlated noise, it calculates a mean velocity Line-Of-Sight (LOS) value for each SP. All the displayed points have coherence (a measure of the goodness of fit of the model to the observations, ranging from 0 to 1) above 0,65.

Fig. 1 shows the MTI results. Despite the different temporal reference and different geometries induced by descending (ERS) vs. ascending (Envisat) orbits between both datasets, the general deformation pattern matches well. In general, the area is stable (Fig. 1A and 1B).

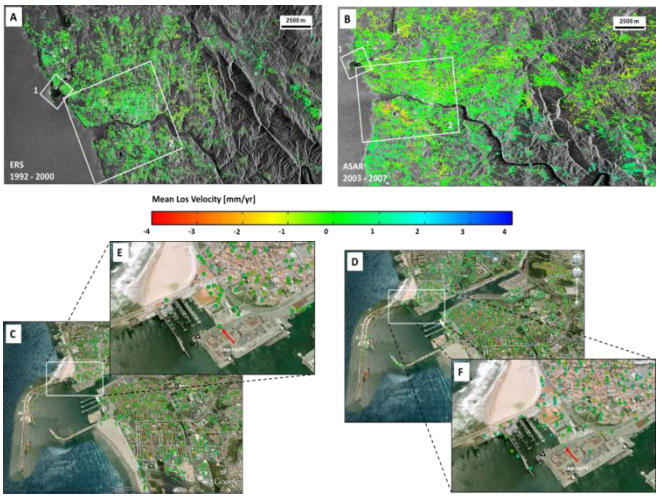


Figura 1 - StaMPS/MTI results for ERS-1/2 stack (A, C and E) and ASAR stack (B, D and F): (A and B) - MTI results of the whole processed area with a mean amplitude image used as background. White rectangles mark two areas of interested (1. port of Leixões and 2. Oporto city and neighbourhood); (C and D) - PS visualization in the Port of Leixões area with the location of the permanent GPS station and the nearest SP (E and F)

In order to quantify and/or monitor the deformation at the port of Leixões breakwaters a permanent GPS station is operating since 2009. Fig. 1E and 1F present the GPS permanent station location. GPS data were used to validate the MTI results by comparing both time series. Figure 2 presents the MTI/GPS time series relative to the estimated displacement of the nearest SP to the GPS station, presented in Fig. 1E and 1F and the GPS permanent station. Although there is no temporal overlap between the two data sets, both data sets estimate similar deformation rates.

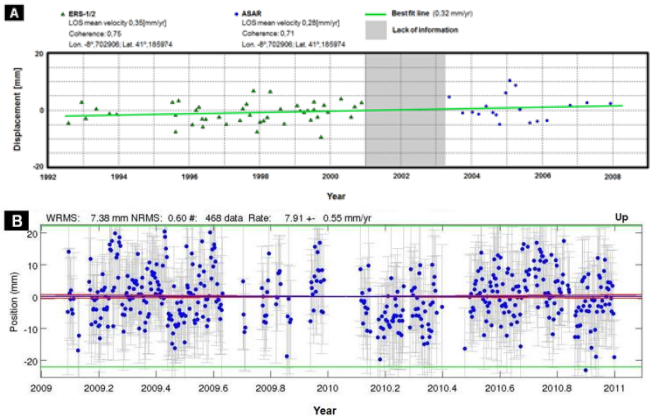


Figure 2 - Time series plots at port of Leixões relative to: (A) the nearest SP to the GPS station highlighted in Fig. 1E and 1F; and (B) the GPS permanent station operating since 2009 (only the vertical direction is considered).

In the Málaga case, in general, the area is stable although some zones of subsidence were identified at the coast. One of these areas corresponds to the port of Málaga (Fig. 3).

Finally, Figure 4A shows the mean SAR amplitude image of the analyzed area, computed by averaging all the available SAR images, and Fig. 4B shows the geocoded deformation velocity map, which is superimposed over a Google Earth image. Note that, the two images have different geometries: Figure 4A is in the original radar image space, while Fig. 4B is a geocoded image. It is evident, from this image, that Hintze Ribeiro bridge suffered significant deformations during the years that preceded the collapse, with deformation rates reaching 20 mm/yr in the Line-of-Sight (LOS) direction in the last 5 years.

The general patterns of the deformation presented in Fig. 4B indicate a high stability of the surrounding area of the bridge. Indeed, significant deformations are only detected in the bridge deck, precisely in the collapsed section. Note that, due to the moderate resolution of the SAR scenes used in this work, it is not possible to identify exactly the bridge component (pillar or deck) that suffered from the most significant deformation.

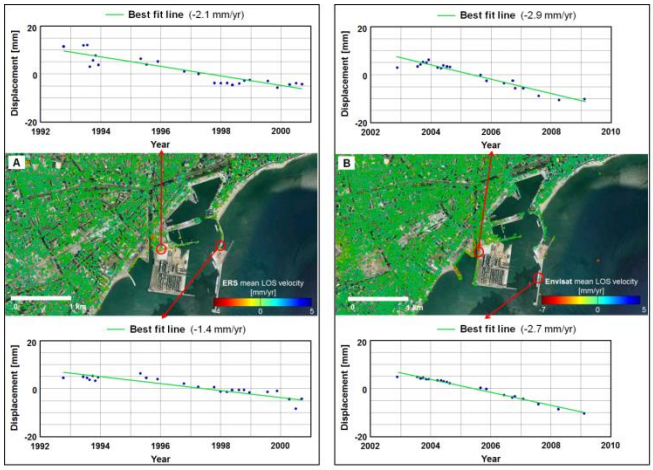


Figure 3 - StaMPS/MTI results for ERS-1/2 stack (A) and ASAR stack (B). Displacement time series of the selected SP are also presented

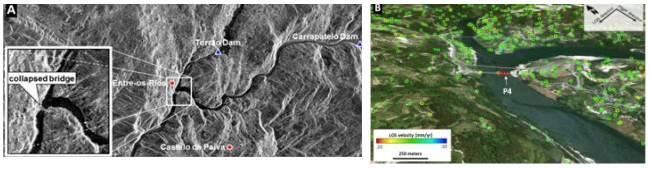


Figure 4 - A) Mean SAR amplitude image of the study area with the region of the bridge extended and location of the dams which water volumes discharged were used to infer the flow in the area of the bridge; B) Geocoded deformation velocity map superimposed over a Google Earth image with the collapsed pillar highlighted (P4).

5. CONCLUSION AND FUTURE WORK

In this work, we present the preliminary results of the application of an MTI approach that combines both PS and SB methods (StaMPS/MTI) to the ports of Leixões (Portugal) and Málaga (Spain). In the Leixões case study, the general deformation pattern detected shows no evidence of significant deformations. Regarding the Málaga region analysis, after a preliminary processing, we were able to identify different main subsidence zones, for the first time, at the Málaga metropolitan area verifying the potential of satellite InSAR technique for deformation monitoring at coastal areas. Related to the port of Málaga itself, we also detect some instable points; however, further investigations are needed in order to advance in the interpretation of the causes. This study is the first step of a more ambitious project: the application of satellite radar interferometry to study coastal dynamics.

In this work, we also demonstrate the potential of SAR long time series scenes to detect and monitor deformations in crucial structures such as bridges. Based on the analysis of 57 ERS-1/2 covering the period from June 1992 to the Hintze Ribeiro fatality occurrence, we were able to detect significant movements (up to 20 mm/yr) in the section of the bridge that fell in the Douro River, obvious signs of the bridge instability.

These results offer an example of the deformation monitoring capability achievable with MTI techniques. However, with the new generation of high spatial resolution radar satellites, as TerraSAR-X or COSMO Sky-Med, we can expect a significant improvement of the potential of InSAR data for monitoring of bridges, dams and other urban structures and, therefore, complement conventional techniques to monitor different structures of urban environments due to, among others, its capability to measure small and slow deformation phenomena and the high density of stable points that can be detected. This also shows that continuous processing of InSAR information could be successfully integrated in regular structural monitoring programs as a component of the implementation of early warning systems.

6. ACKNOWLEDGMENTS

This research was supported by the European Space Agency (ESA) in the scope of 7629 and 8111 CAT-1 projects.

It has also been partially supported by AYA2009-10209, AYA2010-15501, PR2006-0330, ESP2006-28463-E, and CSD2006-00041 projects funded by the Spanish Ministry of Science and Innovation as well as RNM-282 research group of the Junta de Andalucía (Spain).

The SRTM data were provided by USGS/NASA. Interferometric data were processed using the public domain SAR processor DORIS and StaMPS/MTI.

The satellite orbits used are from Delft University of Technology.

Publication supported by the project PEst-OE/EGE/UI 4056/2014 UDI/IPG, funded by Foundation for Science and Technology.

7. REFERENCIAS

Gabriel, A. K., and R. M. Goldstein (1988). "Crossed orbit interferometry: theory and experimental results from SIR-B". *Int. J. Remote Sensing*, 9(5):857-872.

Hooper, A., Zebker, H., Segall, P. & Kampes, B. (2004) "A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers". *Geophys. Res. Lett.*, 31(23), doi:10.1029/2004GL021737.

Hooper, A., Segall, P. & Zebker, H. (2007). "Persistent scatterer InSAR for crustal deformation analysis with application to Volcán Alcedo, Galápagos". *J. Geophys. Res.Lett.*, 112 (B07407), doi:10.1029/2006JB004763.

Hooper, A. (2008). "A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches". *Geophys. Res. Lett.* (35), L16, 302, doi:10.1029/2008GL03465.

Ferretti, A., Prati, C. & Rocca, F. (2001). "Permanent Scatters in SAR Interferometry". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(1), 8-20.

Kampes, B. M. (2005). "Displacement Parameter Estimation using Permanent Scatterer Interferometry". *PhD Thesis*, Delft University of Technology.

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. & Sansosti, E. (2002). "A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 40(11), 2375 – 83.

Fusão de deslocamentos medidos com o GNSS e de dados de acelerómetros medidos com elevada frequência de amostragem utilizando um filtro de Kalman

Data fusion of GNSS displacements and very high-rate accelerometer data using a Kalman filter

José Nuno Lima[(1)], Sérgio Oliveira[(2)] e Maria João Henriques[(3)]
[(1)]Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil, 101, 1700-066 Lisboa, jnplima@lnec.pt
[(2)]Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil, 101, 1700-066 Lisboa, soliveira@lnec.pt
[(3)]Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil, 101, 1700-066 Lisboa, mjoao@lnec.pt

SUMMARY

The data fusion is a successful technology applied to military areas such as automated target recognition, battlefield surveillance, and guidance and control of autonomous vehicles, and to civilian applications such as monitoring long bridges, medical diagnosis, and buildings automation systems. Data fusion techniques combine data from multiple sensors, and related information from data associated databases, to achieve improved accuracies and more specific inferences than could be achieved by the use of a single sensor alone. For example, the data combination from different instruments can provide more complete information for real-time monitoring of ground deformations. In particular, the data fusion of displacements measured with GNSS and accelerations takes the advantage of the precision achieved with GNSS, at low frequencies, and the high sensitivity of the accelerometers, at high frequencies, and to obtain a unified time series of displacements, with long duration and high resolution in time. This paper presents the results of a test performed in a simple structural model corresponding to a three-storey building, instrumented with a choke ring Topcon GNSS antenna and the accelerometers from Kinemetrics, the Episensor model ES- U2, and from Nanometrics, the Titan SMA model. A Kalman filtering approach is used to combine displacement measurements with a sampling frequency of 10 Hz and acceleration measurements with a sampling frequency of 50 Hz. In addition, a smoothing step is introduced to improve the accuracy of the displacements estimation.

1. INTRODUÇÃO

A fusão de dados é uma técnica que pode aplicada com sucesso na combinação de deslocamentos medidos com o GNSS com acelerações registadas pelos acelerómetros. Para a monitorização de alguns fenómenos naturais, como, por exemplo, os sismos, o GNSS tem de recorrer ao modo de posicionamento cinemático. No entanto, ao contrário do posicionamento GNSS em modo estático cuja precisão consegue ser milimétrica, este modo de posicionamento dificilmente consegue uma precisão melhor do que alguns centímetros. Em certos casos, este nível de precisão poderá não ser suficiente, obrigando, por exemplo, a aplicação de filtros para melhorar a precisão. Um outro método será a fusão de dados, ou seja, a combinação de deslocamentos medidos com GNSS com acelerações medidas directamente pelos acelerómetros.

Durante a maratona de Nova Iorque de 2004, o efeito da carga provocado pela passagem dos atletas sobre a ponte de Verrazano-Narrows foi monitorizado por receptores GPS da Ashtech e por acelerómetros triaxiais da Kinemetrics. Kogan *et al*. (2008) relatam essa experiência e mostram que a implementação da fusão dos deslocamentos medidos com GPS e de acelerações medidas pelos acelerómetros, cujo algoritmo recorre aos filtros de Kalman, foi bem sucedida uma vez que obtiveram uma série temporal com a variação vertical do meio vão do tabuleiro da ponte, com os deslocamentos de amplitude milimétrica resultantes da vibração da excitação provocada pela corrida dos atletas e com a resposta do tabuleiro à passagem dos atletas pelo meio vão, de grande amplitude mas de acelerações baixas.

No presente artigo, descreve-se em pormenor este algoritmo, baseando-se, essencialmente, em dois trabalhos anteriores Bock *et al*. (2011) e Smyth e Wu (2007). O objectivo da fusão, de deslocamentos medidos com o GNSS e de acelerações, é tirar partido da precisão conseguida com o GNSS, em baixas frequências, e da grande sensibilidade dos acelerómetros, em altas frequências, para obter uma única série temporal de deslocamentos, longa e de grande resolução.

Realizaram-se vários testes no Campus do LNEC, onde num modelo físico de um edifício de três pisos, com 1 metro de altura, com uma das direcções mais flexível, a deslizar num movimentador linear de grande precisão, foram colocados uma antena GNSS da Topcon (do tipo *choke ring*), no piso superior, três acelerómetros da Kinemetrics Episensor ES-U2 e um acelerómetro da Nanometrics, modelo Titan SMA. Descrevem-se neste trabalho os testes realizados e analisam-se os resultados obtidos.

2. O ALGORITMO PARA A FUSÃO DE DADOS

Baseado essencialmente em dois artigos anteriores Bock *et al.* (2011) e Smyth e Wu (2007), descreve-se, neste ponto, o algoritmo da fusão de deslocamentos medidos com o GNSS, com uma determinada frequência de amostragem, e de acelerações medidas com acelerómetros, com uma frequência de amostragem mais elevada.

Na teoria do controlo e da estimação o problema da extracção, separação ou da detecção do sinal aleatório numa série temporal com ruído é conhecido como o Problema de Wiener. Os filtros de Kalman são soluções para este problema usando a formulação de *estado* para representar a dinâmica dos sistemas Kalman (1960). Assim, a dinâmica dos sistemas será caracterizada pelo seu *estado*. O *estado* pode ser entendido como toda a informação sobre o comportamento passado do sistema necessária para predizer o comportamento futuro. As dinâmicas do sistema são assim descritas pelas transições do estado. Existem muitas referências sobre a utilização da formulação de *estado* para representar as dinâmicas dos sistemas, por exemplo Maybeck (1970) mostra que a dinâmica dum sistema discreto pode ser descrita por

$$x_{k+1} = A_k x_k + B_k u_k + G_k \alpha_k \quad (1)$$

onde x é o vector-estado de dimensão n, cujas componentes são variáveis de estado, A é uma matriz de *estado* de dimensão nxn que descreve a dinâmica do sistema, u é um vector de dimensão m (que na nossa aplicação são as acelerações, expressas em m/s^2, medidas pelos acelerómetros), B é a matriz da entrada dos dados e é de dimensão de nxm, α é o vector do ruído do sistema, de dimensão l, com a distribuição $\alpha \sim (0, Q)$ (média nula e matriz de covariância Q) e G é matriz, de dimensão nxl, do ruído dos dados.

Além disso, as medições do sistema podem ser realizadas em intervalos de tempo discretos e, assim, podem ser expressas por um modelo linearizado

$$Z_k = H_k x_k + \beta_k \quad (2)$$

onde z é o vector das observações (no nosso caso, das observações GNSS), de dimensão p, H é a matriz da configuração do sistema, cuja dimensão é pxn, e β é o vector do ruído da observação, cuja dimensão é p, com a seguinte distribuição β~(0,R) (média nula e matriz de covariância R). Assume-se que os vectores α e β não estão correlacionados.

O filtro de Kalman é um estimador óptimo do sistema de *estados*, ou seja, é um estimador cêntrico e de erro mínimo (Maybeck, 1970). O filtro é baseado num algoritmo recursivo que utiliza sequencialmente uma observação em cada passo, contrariamente aos algoritmos que incorporam todas as observações em simultâneo.

Segundo Maybeck (1970) se a matriz de covariâncias do *estado* é P, então, depois da inicialização o vector *estado* e sua matriz de covariâncias vão permitir obter, no próximo passo – conhecido após actualização temporal –, a matriz de covariância *a priori* do *estado* da seguinte forma

$$P_{k+1}^{-} = A_k P_k A_k^T + G_k Q_k G_k^T \quad (3)$$

e a estimação *a priori* do *estado* será dada por

$$\hat{x}_{k+1}^{-} = A_k \hat{x}_k + B_k u_k \quad (4)$$

O símbolo "^" em $\hat{x}$ significa que o valor obtido é uma estimativa e o símbolo superior "–" de P^- indica que o valor foi obtido antes de se introduzir a observação seguinte (respeitante ao instante $k+1$), ou seja, antes de se actualizar o processo, sendo, portanto, uma predição. O passo seguinte será introduzir a observação seguinte, actualizar o processo, calculando a matriz de covariância *a posteriori* do *estado*

$$P_{k+1} = [(P_{k+1}^{-})^{-1} + H_{k+1}^T R_{k+1}^{-1} H_{k+1}]^{-1} \quad (5)$$

e a estimativa *a posteriori* do *estado* da seguinte forma

$$\hat{x}_{k+1} = \hat{x}_{k+1}^{-} + P_{k+1} H_{k+1}^T R_{k+1}^{-1} (z_{k+1} - H_{k+1}\hat{x}_{k+1}) \quad (6)$$

$$= \hat{x}_{k+1}^{-} + K_{k+1}(z_{k+1} - H_{k+1}\hat{x}_{k+1})$$

onde a matriz K é conhecida como o *ganho* de Kalman, uma vez que, pesa o ajustamento estimado *a priori* com as observações que vão sequencialmente entrando no sistema, através da modulação da correcção a ser aplicada aos resíduos das observações, $z_{k+1} - H_{k+1}\hat{x}_{k+1}^{-}$, que são as diferenças entre o *estado* estimado *a priori* e as observações da época correspondente.

Muitas vezes, o sistema, onde se pretende implementar o filtro de Kalman, não é discreto por natureza. No entanto, Lewis *et al.* (2008) mostra que um sistema contínuo análogo à equação (1) pode ser escrito da seguinte forma

$$\dot{x}(t) = Ax(t) + Bu(t) + G\alpha(t) \quad (7)$$

com as observações

$$z(t) = Hx(t) + \beta(t) \quad (8)$$

onde, como anteriormente, α~(0, Q) e β~(0, R) sendo α e β o ruído branco dos processos não correlacionados. Depois de algumas alterações, o sistema pode ser discretizado da seguinte forma

$$x_{k+1} = A^s x_k(t) + B^s u_k(t) + \alpha_k \quad (9)$$

com o processo das observações dado por

$$z_k = H_k x_k + \beta_k \quad (10)$$

onde, onde, se tem, $\alpha(t) \sim (0, Q^s)$ e β(t)~(0, R^s), o índice superior, s, indica a discretização da versão contínua das matrizes.

Aplicando agora o filtro de Kalman à estimação de deslocamentos locais medidos numa estação, considerando a simplificação, sem perda de generalidade, de deslocamentos unidimensionais. Ou seja, a formulação do problema independente para cada uma das componentes duma estação cujos deslocamentos são medidos, em todos os instantes, num sistema de referência local, por exemplo (N, E, h). Assim, a partir da equação (7) pode escrever-se

$$\dot{x}_k = \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 0 & 0 \end{bmatrix} x_k + \begin{bmatrix} 0 \\ 1 \end{bmatrix} a_k + \begin{bmatrix} 0 \\ 1 \end{bmatrix} \alpha_k \quad (11)$$

onde o vector *estado* compreende o deslocamento d_k e a velocidade v_k,

$$x_k = \begin{bmatrix} d_k \\ v_k \end{bmatrix} \quad (12)$$

Assumindo que a aceleração a_k é constante entre os instantes observados, sendo α_k o ruído do sistema, em Bock *et al.* (2011) mostra-se como se discretiza a equação (11), considerando

$$Q = \begin{bmatrix} 0 & 0 \\ 0 & q \end{bmatrix} \quad (13)$$

Como as únicas fontes de erro são as acelerações medidas, os elementos do modelo discreto do sistema dado pela equação (10), segundo Bock *et al.,* (2011), podem escrever-se

$$A^s = \begin{bmatrix} 1 & \tau_a \\ 0 & 1 \end{bmatrix};\ B^s = \begin{bmatrix} \frac{\tau_a^2}{2} \\ \tau_a \end{bmatrix};\ Q^s = \begin{bmatrix} q\tau_a^3/3 & q\tau_a^2/2 \\ q\tau_a^2/2 & q\tau_a \end{bmatrix};\ R^s = \frac{r}{\tau_d} \quad (14)$$

onde τ_a e τ_d são, respectivamente, as frequências de amostragem do acelerómetro e do GNSS, q é a variância das acelerações medidas, r é variância do ruído das medições GNSS.

Note-se que $\boldsymbol{G} = \boldsymbol{I}$, uma vez que os deslocamentos medidos são independentes das acelerações medidas, não será necessário, por isso, discretizar $\boldsymbol{G}$. Finalmente, o processo das medições para os deslocamentos medidos com o GNSS, em cada direcção das três componentes, será dado por

$$z_k = [1 \quad 0] \begin{bmatrix} d_k \\ v_k \end{bmatrix} + \beta_k \quad (15)$$

onde β_k ~(0, r) é o ruído dos deslocamentos medidos com o GNSS.

Através dos elementos das equações de estado discretas (9) obtidas de (14) e com o processo sequencial de medição (15), o sentido ascendente do algoritmo do filtro de Kalman (isto é, para a frente), para a fusão dos deslocamentos medidos com as acelerações, pode ser usado para determinar as variáveis de *estado*, deslocamentos e velocidades, em cada instante e em cada componente das coordenadas, do seguinte modo:

- Inicialização: $x_0 = 0;\ P_0 = I$
- Actualização temporal (estimativa *a priori*)

$$P_k^{-} = A_k P_k A_k^T + Q_k \quad (16)$$

$$\hat{x}_{k+1}^{-} = A_k \hat{x}_k + B_k u_k \quad (17)$$

- Actualização das medições (estimativa *a posteriori*)

$$P_{k+1} = [(P_{k+1}^{-})^{-1} + H_{k+1}^T R_{k+1}^{-1} H_{k+1}]^{-1} \quad (18)$$

$$\hat{x}_{k+1} = \hat{x}_{k+1}^{-} + P_{k+1} H_{k+1}^T R_{k+1}^{-1} (z_{k+1} - H_{k+1}\hat{x}_{k+1}^{-}) \quad (19)$$

A série temporal medida pelo acelerómetro, com um intervalo de amostragem τ_a, regula a cadência de entrada de dados no sistema. Por outro lado, os deslocamentos medidos com o GNSS, com um intervalo de amostragem τ_d, marcam a cadência e, sobretudo, alimentam o processo de medição. Por norma, as frequências de amostragem do GNSS são mais baixas (1 – 40Hz) do que as dos acelerómetros (50 – 250Hz), pelo que, esta formulação pode ser adaptada para casos de multi-frequências de amostragem Smyth e Wu (2007), intervindo na actualização temporal das equações (16) e (17) com a frequência da frequência de amostragem dos acelerómetros e actualizando as medições nas equações (18) e (19) apenas com a frequência da frequência de amostragem do GNSS, isto é, quando houver uma nova medição com o GNSS (entretanto, o ganho de Kalman será nulo intervalo entre duas medições consecutivas do GNSS). Por razões de simplificação do algoritmo, será útil que a frequência de amostragem do acelerómetro seja múltipla da frequência de amostragem do GNSS. Desta forma, a actualização das medições poderá ser realizada em intervalos regulares, embora não seja condição necessária.

Além disso, se a frequência de amostragem permanecer constante durante todo o processo, as características do ruído não se alterarão, donde as matrizes $\boldsymbol{A^s}$, $\boldsymbol{B^s}$, $\boldsymbol{Q^s}$ e $\boldsymbol{R^s}$ nas equações (14) permanecer-se-ão inalteradas. No entanto, as frequências de amostragem dos dois tipos de instrumentos poder-se-ão alterar desde que as correspondentes matrizes sejam modificadas em conformidade. Mas um dos aspectos atractivos desta formulação é que as matrizes envolvidas têm dimensões muito pequenas, realizando o cálculo numérico em apenas dois passos de cada vez,

consequentemente todo o processo será simples. Por último, como o filtro de Kalman apenas requer o conhecimento da medição actual (isto é, a correspondente à do instante k+1) então pode ser implementado em tempo real em redes com muitos sensores.

Aplicando o filtro de Kalman no sentido ascendente (isto é, para a frente) procura-se resolver o que é conhecido como o problema da predição. No entanto, se os dados se mantiverem disponíveis durante um determinado intervalo de tempo, utilizando todos os dados passados e futuros, dentro desse intervalo, a estimação do novo ponto pode ser consideravelmente melhorada. Este problema é conhecido como suavização, embora não podendo funcionar em tempo-real, no entanto, poderá ser implementado em tempo-quase-real limitando a suavização a intervalos de tempo de curta duração. O intervalo de tempo fixo para implementar a suavização permite conter a máxima quantidade de informação (comparando com outros algoritmos de suavização) e consiste em apenas três passos: o filtro de Kalman no sentido ascendente, depois o filtro de Kalman no sentido descendente (isto é, para trás), conhecido como filtro da informação da série, no sentido literal do termo, o qual é aplicado no sentido inverso ao crescimento da ordem temporal da série. Os dois primeiros passos originam dois fluxos de informação que se combinam num terceiro passo para a estimação final do *estado* do sistema.

Em Rauch *et al.*(1965) mostra-se que os filtros de Kalman ascendente e descendente podem ser aplicados num passo só, utilizando um algoritmo designado por *suavizador Rauch Tung Striebel (RTS)*. O ganho da suavização, que é perfeitamente análogo ao ganho de Kalman como indicador da quantidade suavizada, é dado por

$$F_k = P_k^f A^T \left(P_{k+1}^{f-}\right)^{-1} \tag{20}$$

onde P_{k+1}^{f-} e P_k^f são, respectivamente, as matrizes de covariância *a priori* e *a posteriori* do filtro de Kalman no sentido ascendente (o índice *f* é de *forward*). As covariâncias suavizadas são dadas por

$$P_k = P_k^f - F_k\left(P_{k+1}^{f-} - P_{k+1}\right)F_k^T \tag{21}$$

e a estimação suavizada será dada por

$$\hat{x}_k = \hat{x}_k^f + F_k\left(\hat{x}_{k+1} - \hat{x}_{k+1}^{f-}\right) \tag{22}$$

Note-se que o processo de suavização funciona em sentido descendente (isto é, para trás), usando o instante *k+1* para estimar o correspondente ao instante *k*, não dependendo já das medições realizadas com o GNSS e com os acelerómetros. O suavizador RTS consiste em aplicar o filtro de Kalman no sentido ascendente, usando as equações (16) – (19), e, de seguida, a suavização, usando as equações (20) – (22). O algoritmo em que se baseia o RTS requer que a totalidade da série filtrada de Kalman esteja disponível, bem como as estimativas *a priori* e as matrizes de covariância *a priori* e *a posteriori*, tornando-se num processo de muitos dados e, apesar de tudo, num pós-processamento pouco pesado.

No caso da aplicação deste método em tempo-quase-real, pode implementar-se este algoritmo, sequencialmente, em conjuntos sucessivos de *N* instantes para trás do instante real. A parte interessante deste método é que os conjuntos de *N* instantes para trás do instante real constituem uma série temporal completa onde se aplicará o suavizador RTS, usando as equações (20) – (22). A inicialização do processo é conseguida fazendo $x_N = x_k^f$ e $P_0 = P_k^f$. Repare-se que o ganho do suavizador F_k, dado pela equação (22), multiplica o resíduo, dado por $\hat{x}_{k+1} - \hat{x}_{k+1}^{f-}$, para as multi-frequências de amostragem do GNSS e dos acelerómetros.

3. DESCRIÇÃO DO TESTE REALIZADO NO CAMPUS DO LNEC

No campus do LNEC, foi instalado sobre uma viga nivelada, um movimentador linear Rexroth, de alta precisão, e, sobre este último, um modelo de um edifício de três pisos, com 1 metro de altura. Esta estrutura foi instrumentada com dois receptores e respectivas antenas GNSS da Topcon (embora um dos equipamentos tenha ficado como estação de referência, a cerca de 300 metros desta estrutura), um acelerómetro triaxial Nanometrics, modelo Titan SMA e três acelerómetros uniaxiais da Kinemetrics, modelo Episensor ES-U2. Na Figura 1 é possível identificar no piso superior uma antena GNSS do tipo *choke ring* da Topcon, o acelerómetro triaxial da Nanometrics e ainda um acelerómetro uniaxial da Kinemetrics. Nos dois pisos de baixo também foram instalados mais acelerómetros da Kinemetrics. O edifício de três pisos desliza sobre o movimentador linear, com uma velocidade constante de 1 cm por minuto.



Figura 1* – Estrutura constituída por um edifício de 3 pisos a deslizar sobre o movimentador linear. Esta estrutura estava instrumentada com uma antena GNSS da Topcon, com um acelerómetro da Nanometrics e 3 acelerómetros da Kinemtrics uniaxiais.** ***(Structure constituted by a 3-storey building to slide a linear mover. This structure was instrumented with a Topcon GNSS antenna, with a triaxial accelerometer Nanometrics and 3 of uniaxial accelerometer Kinemetrics.)

A frequência de amostragem da observação GNSS foi de 10 Hz. Estas observações foram processadas em modo cinemático, através do *software* Pinnacle da Topcon, utilizando uma estação de referência localizada a cerca de 300 metros. O acelerómetro da Nanometrics registou com uma frequência de amostragem de 50 Hz, com uma resolução de 24 bits para um alcance de 1 *g*. O eixo dos *XX*, deste acelerómetro, estava orientado na direcção do eixo longitudinal do movimentador linear (coincidente com a direcção mais flexível do edifício), o eixo dos *YY* orientado na direcção transversal do movimentador linear e o eixo dos *ZZ* orientado na direcção da vertical do lugar (Figura 2). Os acelerómetros da Kinemetrics, também orientados na direcção longitudinal do movimentador linear, registaram com uma frequência de amostragem de 250 Hz, com uma resolução de 16 bits para um alcance de ¼ *g*.

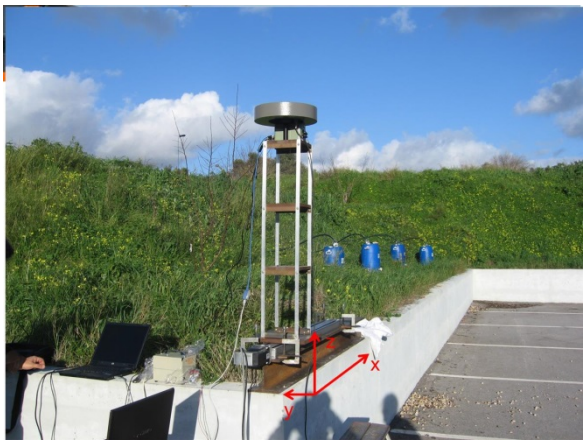


Figura 2* – Sistema de coordenadas local aplicado ao edifício de 3 pisos a deslizar sobre o movimentador linear.** ***(Local coordinate system applied a 3-storey building to slide a linear mover.)

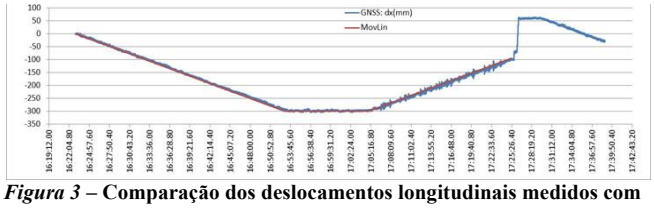


Figura 3* – Comparação dos deslocamentos longitudinais medidos com o GNSS (linha azul) com os induzidos pelo movimentador linear (linha a vermelho escuro). *(Comparison of longitudinal displacements measured with GNSS (blue line)with the inducer linear mover (dark red line.)

A Figura 3 mostra os deslocamentos medidos com antena GNSS instalada no edifício de três pisos (linha azul) e os deslocamentos induzidos com o movimentador linear (linha vermelha escura). Durante a fase ascendente (entre as 17:04 e as 17:22 horas), foram aplicadas algumas pancadas de modo a excitar o edifício nos seus três principais modos de vibração. Essas vibrações foram igualmente medidas com o GNSS, conforme se poderá verificar na Figura 3.

Com o programa TSOFT, Van Camp e Vauterin (2005), foi possível determinar os modos de vibração do edifício de três pisos, medidos pelo GNSS e pelos dois tipos de acelerómetros. As Figuras 4, 5 e 6 mostram os espectros obtidos pelo Kinemetrics, Nanometrics e GNSS, respectivamente, a partir do programa TSOFT. A partir das acelerações medidas com os dois acelerómetros determinaram-se as frequências dos três primeiros modos de vibração: 1.13 Hz, 4.45 Hz e 7.27 Hz.

Dos resultados do GNSS só se conseguiu identificar os dois primeiros modos de vibração, cujos valores das frequências são: 1.13 Hz e 4.58 Hz.

Na Figura 7 apresenta-se a sobreposição de um troço da série temporal de deslocamentos medidos com o GNSS e os deslocamentos obtidos por dupla integração das acelerações medidas com o Nanometrics, com a correcção da deriva do acelerómetro em cada integração. Para se poder comparar as duas séries, foi retirada à séries dos deslocamentos medidos com o GNSS o deslocamento introduzido pelo movimentador linear.

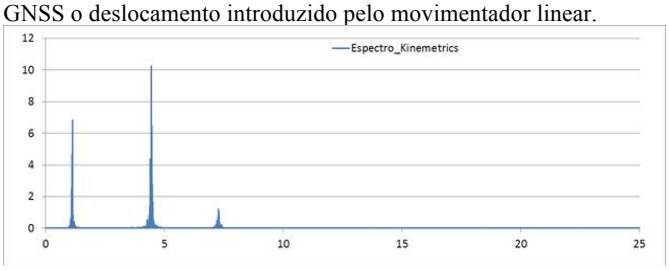


Figura 4* – Espectro obtido das acelerações medidas com o Kinemetrics no piso superior. A escala das ordenadas está expressa em $(m/s^2)^2$ e a das abcissas em Hz (truncado a 25 Hz). *(Spectrum of Kinemetrics accelerations measured on top storey. Vertical scale is expressed in $(m/s^2)^2$ e horizontal scale is expressed in Hz (truncated to 25 Hz)).

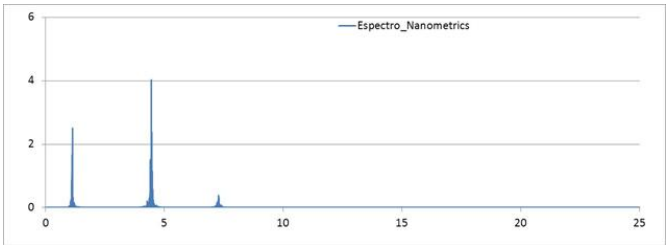


Figura 5* – Espectro obtido das acelerações medidas com o Nanometrics no piso superior. A escala das ordenadas está expressa em $(m/s^2)^2$ e a das abcissas em Hz (truncado a 25 Hz). *(Spectrum of Nanometrics accelerations measured on top storey. Vertical scale is expressed in $(m/s^2)^2$ e horizontal scale is expressed in Hz (truncated to 25 Hz)).

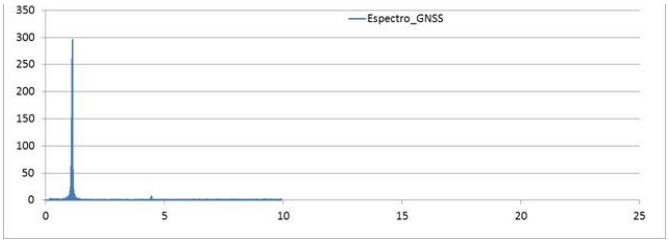


Figura 6* – Espectro obtido dos deslocamentos medidos com o GNSS no piso superior. A escala das ordenadas está expressa em $(mm/s^2)^2$ e a das abcissas em Hz. *(Spectrum of GNSS displacements measured on top storey. Vertical scale is expressed in $(mm/s^2)^2$ e horizontal scale is expressed in Hz).

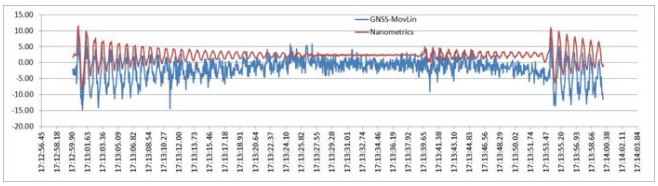


Figura 7* – Sobreposição dos deslocamentos obtidos com o GNSS com os deslocamentos obtidos por dupla integração das acelerações medidas com o Nanometrics. A escala das ordenadas está expressa em mm e a das abcissas em horas, minutos e segundos. *(Overlapping of GNSS displacements with displacements obtained by double integration of Nanometrics accelerations. Vertical scale is expressed in mm and the horizontal scale is expressed in time).

4. FUSÃO DOS DESLOCAMENTOS MEDIDOS COM O GNSS E AS ACELERAÇÕES

Aplicando o algoritmo descrito em 2., implementou-se a fusão dos deslocamentos medidos com o GNSS com as acelerações medidas com o Nanometrics, a um conjunto de observações de cerca de 20 minutos.

Na Figura 8 sobrepõem-se os deslocamentos medidos com o GNSS, segundo o eixo longitudinal do movimentador linear, e a fusão dos deslocamentos com as acelerações.

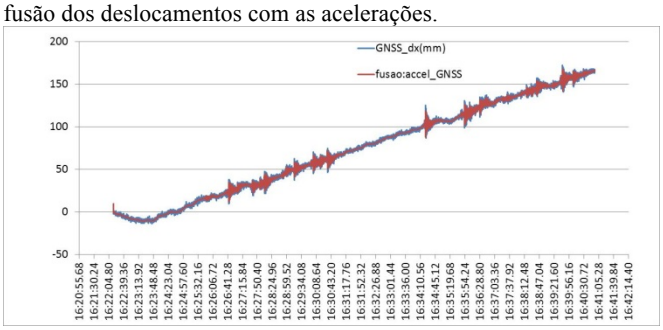


Figura 8* – Sobreposição dos deslocamentos obtidos com o GNSS (azul) com a fusão dos deslocamentos com as acelerações medidas com o Nanometrics (a vermelho). A escala das ordenadas está expressa em mm e a das abcissas em horas, minutos e segundos. *(Overlapping of GNSS displacements (blue) with data fusion (red, GNSS displacements with Nanometrics accelerations). Vertical scale is expressed in mm and the horizontal scale is expressed in time).

Na Figura 9 mostra-se uma ampliação da Figura 8, que corresponde a um trecho de 1 minuto. Esta ampliação põem em evidência o resultado da fusão dos dois tipos de observação. De facto, nos primeiros 10 segundos, confronta-se a amplitude da vibração ambiente no edifício (cerca de 1 mm) com amplitude do ruído do GNSS em modo cinemático (cerca de 4 mm) que absorve por completo a vibração ambiente. No período que se segue foi introduzida no edifício uma vibração forçada (três pancadas suaves nos pilares do edifício) com uma amplitude máxima da ordem dos 40 mm. A sobreposição das duas séries, nos 50 segundos restantes, é muito concordante (coeficiente de correlação 0.86 contra 0.43 nos 10 segundos iniciais).

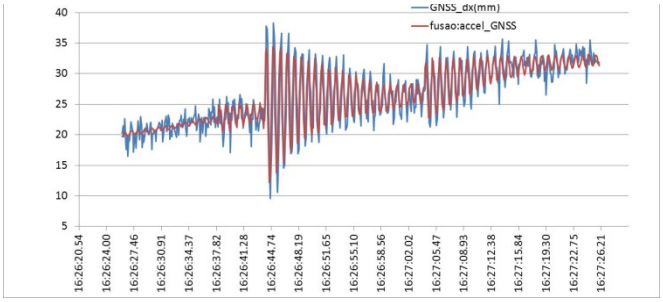


Figura 9* – Ampliação da Figura 8: Sobreposição dos deslocamentos obtidos com o GNSS (azul) com a fusão dos deslocamentos com as acelerações medidas com o Nanometrics (a vermelho). A escala das ordenadas está expressa em mm e a das abcissas em horas, minutos e segundos.** ***(Enlargment of Figure 8: Overlapping of GNSS displacements (blue) with data fusion (red, GNSS displacements with Nanometrics accelerations). Vertical scale is expressed in mm and the horizontal scale is expressed in time).

Em condições de observação favoráveis, mostra-se (Figura 9) que o GNSS em modo cinemático tem um ruído com uma amplitude de cerca de 4 mm, resultado concordante com outros ensaios já realizados no LNEC, Lima *et al*, 2009. Este ruído absorve por completo qualquer vibração de amplitude milimétrica. No entanto, a fusão dos deslocamentos medidos com o GNSS com os registos dos acelerómetros dá origem a uma série temporal mais precisa (a redução do ruído é óbvia nos primeiros 10 segundos), capaz de medir vibrações de amplitude milimétrica.

5. CONCLUSÕES

Neste trabalho apresenta-se um método de fusão de deslocamentos medidos com acelerações medidas, através dum algoritmo que utiliza os filtros de Kalman. Este método procura tirar partido da precisão conseguida com o GNSS, em baixas frequências, e da grande sensibilidade dos acelerómetros, em altas frequências, para obter uma única série temporal de deslocamentos, longa e de grande resolução.

Para testar este algoritmo foram realizados vários ensaios com um modelo de um edifício de três pisos a deslizar sobre um movimentador linear de grande precisão. Esta estrutura foi instrumentada com uma antena GNSS de precisão geodésica e vários acelerómetros de duas marcas diferentes.

Com os resultados preliminares obtidos, foi possível verificar que o GNSS consegue medir com uma precisão milimétrica o movimento induzido pelo movimentador linear (velocidade de 1cm por minuto). O GNSS consegue identificar os dois primeiros modos de vibração do edifício, desde que as amplitudes destas vibrações sejam superiores a 2mm. Verificou-se, também, que há uma grande concordância entre os deslocamentos obtidos com o GNSS e os obtidos a partir da dupla de integração das acelerações medidas com o Nanometrics.

Foi aplicado o algoritmo da fusão de dados, deslocamentos medidos com o GNSS em modo cinemático com acelerações medidas por acelerómetros, obtendo-se uma série temporal capaz de medir vibrações com amplitudes da ordem de 1mm, sem, contudo, perder os sinais de frequências mais baixas (como o deslocamento introduzido pelo movimento linear). Conclui-se que a fusão de dados com este algoritmo que utiliza filtros de Kalman alarga as capacidades de monitorização com o GNSS a fenómenos naturais e as estruturas de engenharia civil.

6. REFERÊNCIAS

Bock, Y., D. Melgar and B.W. Crowell (2011): "Real-Time Strong-Motion Broadband Displacements from Collocated GPS and Accelerometers". *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 101, Nº 6, pp. 2904-2925, Dezembro 2011, doi: 10.1785/0120110007.

Kalman, R. E. (1960): "A new approach to linear filtering and prediction problem". *Trans. ASME J. Basic Eng*. 82, 35-45.

Kogan, M. G., W. Kim, Y. Bock and A. Smyth (2008): "Load Response on a Large Suspension Bridge during the NYC Marathon Revealed by GPS and Accelerometers". *Seismological Research Letters*, 79 (1), 12-19, 2008.

Lewis, F. L., L. Xie and D. Poppa (2008): "Optimal and Robust Estimation with an Introduction to Stochastic Control Theory". Second Ed., CRC Press, Boca Raton, Florida, 523 pp.

Lima, J. N., J. Casaca e M.J. Henriques (2009): "O Ruído da Medição Relativa GNSS com elevada Frequência de Amostragem", LNEC, Relatório 43/2009 – DBB/NGA.

Maybeck, P. S. (1970): "Stocahstic Models, Estimation and Control", First Ed., Vol. 1, Academic Press, New York, 423 pp.

Rauch, H. E.,F. Tung and C.T. Striebel (1965): "Maximum likelihood estimates of linear dynamic systems", *AIAA J.* 3, 1445-1450.

Smyth, A. e M. Wu, 2007. Multi-rate Kalman filtering for the data fusion of displacements and acceleration response measurements in dynamic system monitoring, Mech. Syst Signal Process., 21, 706-723.

Van Camp, M. e vauterin, P., 2005. Tsoft graphical and interactive software for analysis of time series and Earth tides. *Computers & GeoSciences*, 31 (5), 631-640.

7. AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia, através do Projecto "GNSS4SHM – Integração de Dados GNSS e de Acelerómetros na Monitorização de Grandes Estruturas", PTDC/ECM-EST/2131/2012.

Análise Bayesiana de Regressão Multivariada
Bayesian Analysis of Multivariate Regression

J. Casaca [(1)]
[(1)]Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil 101, Lisboa, jmmcasaca@gmail.com

SUMMARY

The paper introduces the Bayesian approach to multivariate regression analysis. A review of non-informative and informative priors adequate to practical situations is carried out. The marginal posteriors of the regression coefficients and the variance factors corresponding to the Laplace, Jeffreys and conjugate priors, as well as the respective modes, are presented. Of note is the fact that Laplace and Jeffreys priors, as it would be expected of non-informative priors, yield maximum posterior estimates of the regression coefficients identical to the maximum likelihood estimate.

1. INTRODUÇÃO

Em regressão multivariada procura-se um modelar uma relação desconhecida (regressão) entre um conjunto de variáveis independentes ($x_1,...,x_r$), as variáveis regressoras, variáveis explicativas, variáveis de *input*, etc., e uma variável dependente (y), variável predita, variável resposta, variável de *output*, etc.

Em regressão linear multivariada, as respostas relacionam-se com funções básicas (monómios, funções trigonométricas, etc.) dos *inputs* ($x_1,...,x_r$) de tal modo que é possível escrever uma relação linear multivariada:

$$y(m,l) = B(m,n)\beta(n,l) + \varepsilon(m,l) \tag{1}$$

onde y é um vector cujas m componentes são respostas observadas, B é uma matriz rectangular construída à custa das funções básicas dos *inputs*, supostamente conhecidos sem erro, β é o vector cujas n componentes são os coeficientes da regressão e, finalmente, ε é um vector ruído que exprime simultaneamente a inadequação do modelo (erro epistémico) e erros cometidos na observação das respostas.

Se o vector ruído tiver uma distribuição Gaussiana com vector médio nulo e matriz de variância homocedástica, isto é, da forma σI, onde I é a matriz identidade de ordem m e σ é um escalar positivo desconhecido, designado por factor de variância, o modelo (1) diz-se um modelo de Gauss-Markov homocedástico. Neste caso, dado um vector de respostas observadas (y), a sua função de verosimilhança é dada por:

$$L(\beta,\sigma \mid B,y) = (2\pi\sigma)^{m/2} \exp\left(\frac{(y-B\beta)^T(y-B\beta)}{2\sigma}\right) \tag{2}$$

Note-se que, por comodidade matemática, uma vez que a variância é a variável de interesse, é utilizado o símbolo (σ) para representar a variância e não o desvio padrão, como é habitual.

Os estimadores de máxima verosimilhança do vector dos coeficientes da regressão e do factor de variância são, respectivamente:

$$\begin{cases} \beta_0 = (B^TB)^{-1}B^Ty \\ \sigma_0 = \dfrac{1}{m}(y-B\beta_0)^T(y-B\beta_0) \end{cases} \tag{3}$$

A informação de Fisher, que quantifica a informação fornecida pelo vector das respostas para a estimação dos coeficientes da regressão e do factor de variância é dada por (Casaca, 2012):

$$IF(\beta,\sigma) = \frac{m}{2\sigma^{n+2}}\det(B^TB) \tag{4}$$

A relação (4) permite verificar que a informação de Fisher cresce com o número de respostas (m) e com o determinante da matriz de precisão (B^TB) e diminui com o número de coeficientes (n) da regressão e com o factor de variância (σ).

2. A FÓRMULA DE BAYES-LAPLACE

A análise Bayesiana tem como ponto de partida a conhecida fórmula de Bayes-Laplace. Considerando o modelo de Gauss-Markov homocedástico, a fórmula relaciona a função densidade de probabilidade (FDP) posterior conjunta p(β,σ|B,y) dos parâmetros (β,σ) com o produto da função de verosimilhança das respostas (2) pela FDP anterior h(β,σ) dos parâmetros:

$$p(\beta,\sigma \mid B,y) = L(\beta,\sigma \mid B,y)h(\beta,\sigma) \div p(y \mid B) \tag{5}$$

onde p(y|B), a FDP preditiva anterior das respostas (y), é constante para cada y e é dada por:

$$p(y \mid B) = \int_{\Re^n}\int_0^{+\infty} L(\beta,\sigma \mid B,y)h(\beta,\sigma)d\sigma d\beta \tag{6}$$

A estimativa Bayesiana dos parâmetros é dada pelo máximo (moda) da FDP posterior conjunta (5) dos coeficientes da regressão e do factor de variância.

3. A INFORMAÇÃO ANTERIOR

A FDP anterior h(β,σ) deve representar a informação sobre β e σ na posse do decisor, anteriormente à observação das respostas. As duas escolas probabilísticas que praticam a análise Bayesiana, a escola lógica e a escola personalista (Barnett, 1999), encaram a informação anterior de modo diferente. Os lógicos consideram que qualquer informação anterior que não seja resultante de restrições imposta aos modelos matemáticos como as que decorrem das leis da Física, é subjectiva e, consequentemente, não é científica (Jaynes, 1968). Os personalistas, mais preocupados com os aspectos práticos do que com a universalidade, defendem a validade da informação subjectiva na posse do decisor (Savage, 1972).

Em análise de regressão ocorrem, com mais frequência, duas situações: i) ausência completa de informação sobre a distribuição anterior dos coeficientes da regressão e do factor de variância; ii) existência de experiências anteriores que permitem alguma inferência sobre a distribuição dos coeficientes da regressão e do factor de variância. Nestas condições, para levar a cabo uma análise de regressão multivariada de acordo com a metodologia Bayesiana, basta recorrer a dois tipos de distribuições anteriores (Casaca, 2012): i) não informativas, como a de Laplace ou a de Jeffreys; ii) informativas, pertencentes à familia conjugada da distribuição das respostas (y), a família multinormal-gama invertida (MNGI).

As propriedades das FDP posteriores correspondentes a estas três classes de FDP anterior (Laplace, Jeffreys e conjugada) são muito interessantes (Casaca, 2012): i) as FDP posteriores conjuntas do vector dos coeficientes da regressão e do factor de variância p(β,σ|B,y) pertencem à família MNGI, embora com parâmetros diferentes; ii) as FDP posteriores marginais do vector dos coeficientes p(β|B,y), pertencem à familia t multivariada, embora com parâmetros diferentes; iii) as FDP posteriores marginais do factor de variância p(σ|B,y) pertencem à família gama invertida, embora com parâmetros diferentes.

O conhecimento das expressões analíticas das FDP posteriores conjuntas e marginais permite estruturar a análise Bayesiana de regressão multivariada de um modo muito simples e consistente, em função da informação anterior na posse do decisor. A quantidade de informação fornecida por uma FDP anterior conjugada MNGI pode ser regulada pelo decisor (atitude personalista) por intermédio dos seus hiper-parâmetros.

4. A FDP ANTERIOR DE LAPLACE

A FDP anterior de Laplace é uma FDP uniforme imprópria:

$$\begin{cases} h_L(\beta,\sigma)=1 & (\beta\in\Re^n \wedge \sigma>0) \\ h_L(\beta,\sigma)=0 & (\beta\in\Re^n \wedge \sigma\le 0) \end{cases} \quad (7)$$

O facto de $h_L(\beta,\sigma)$ ser imprópria não é impeditivo (Berger, 2006), pois a FDP posterior conjunta de Laplace é própria e é o limite das FDP posteriores correspondentes a uma sucessão de FDP uniformes próprias em intervalos cujos limites inferior e superior tendem para menos infinito e mais infinito, respectivamente.

A FDP posterior marginal de Laplace do vector dos coeficientes da regressão é da família t multivariada. Tomando as formas quadráticas:

$$\begin{cases} i)\, Q_B=(\beta-\beta_0)^T B^T B(\beta-\beta_0) \\ ii)\, Q_V=(\beta-B\beta_0)^T(\beta-B\beta_0) \end{cases} \quad (8)$$

onde β_0 é o máximo da verosimilhança (3), a FDP posterior do vector dos coeficientes pode ser expressa por:

$$p_L(\beta\mid B,y)=\frac{\Gamma((\nu+n)/2)\sqrt{D}}{\Gamma(\nu/2)\sqrt{(\pi\nu\upsilon)^n}}\left(1+\frac{Q_B}{\nu\upsilon}\right)^{-\frac{\nu+n}{2}} \quad (9)$$

onde: i) $\nu = m–n–2$, são os graus de liberdade; ii) $\upsilon = Q_V/\nu$; iii) $D = \det(B^TB)$. A moda e o vector médio da FDP posterior marginal de β são iguais ao estimador de máxima verosimilhança (β_0).

A FDP posterior marginal de Laplace do factor de variância é da família gama invertida:

$$p_L(\sigma\mid B,y)=\frac{b^a}{\Gamma(a)\sigma^{a+1}}\exp\left(\frac{b}{\sigma}\right) \quad (10)$$

e os seus parâmetros de forma (a) e de escala (b) são respectivamente: $a = \nu/2$ e $b = Q_V/2$. A moda e o valor médio da FDP posterior do factor de variância são:

$$i)M(\sigma)=\frac{Q_V}{m-n};\quad ii)E(\sigma)=\frac{Q_V}{m-n-4} \quad (11)$$

Uma vez que a FDP gama invertida não é simétrica, a sua moda não coincide com o valor médio. A moda da FDP posterior marginal (11.i) coincide com o factor de variância empírico corrigido, usado convencionalmente como estimador cêntrico do factor de variância.

5. A FDP ANTERIOR DE JEFFREYS

A FDP anterior de Jeffreys (1961) é uma FDP imprópria, proporcional à raíz quadrada da informação de Fisher (4), pelo que pode ser expressa na forma:

$$\begin{cases} h_J(\beta,\sigma)\propto\sigma^{-(n+2)/2} & (\beta\in\Re^n \wedge \sigma>0) \\ h_J(\beta,\sigma)=0 & (\beta\in\Re^n \wedge \sigma\le 0) \end{cases} \quad (12)$$

A FDP $h_J(\beta,\sigma)$, embora não informativa sobre o vector dos coeficientes, é informativa sobre o factor de variância. Foi introduzida por Jeffreys (1961) por ser invariante perante transformações de parâmetros.

A FDP posterior marginal de Jeffreys do vector dos coeficientes da regressão é igualmente da família t multivariada, com a moda e o vector médio iguais ao máximo da verosimilhança, mas com $\nu = m$ graus de liberdade.

A FDP posterior marginal de Jefreys do factor de variância é da família gama invertida e os seus parâmetros de forma (a) e de escala (b) são respectivamente: $a = \nu/2$ e $b = Q_V/2$.

A moda e o valor médio da FDP posterior do factor de variância são, respectivamente:

$$i)M(\sigma)=\frac{Q_V}{m+2};\quad ii)E(\sigma)=\frac{Q_V}{m-2} \quad (13)$$

Tanto a moda (13.i) como o valor médio (13.ii) subestimam o factor de variância desconhecido (σ), cujo estimador cêntrico é a moda da FDP posterior de Laplace (11.i).

6. AS FDP ANTERIORES CONJUGADAS

A FDP anterior diz-se uma FDP conjugada da FDP das respostas se der origem a uma FDP posterior da mesma família (Berger, 2010). No caso vertente, a família das FDP conjugadas é a família multinormal-gama invertida (MNGI). A FDP posterior conjunta dos parâmetros é igualmente MNGI. A FDP posterior marginal do vector dos coeficientes é t multivariada e a FDP posterior marginal do factor de variância é gama invertida.

Admitindo que os parâmetros da FDP anterior MNGI (hiper-parâmetros) são: (μ_β, σI, a, b), onde I é a matriz identidade de ordem n, a moda e o vector médio da posterior marginal do vector dos coeficientes é:

$$\beta_C=(I+B^TB)^{-1}(\mu_\beta+B^Ty) \quad (14)$$

A moda da FDP posterior marginal do factor de variância é dada por:

$$\sigma_C=\frac{Q+Q_v+2b}{2a+m-2} \quad (15)$$

onde Q e Q_v são formas quadráticas dadas, respectivamente por:

$$\begin{cases} Q=(\beta_C-\mu_\beta)^T(\beta_C-\mu_\beta) \\ Q_v=(y-B\beta_C)^T(y-B\beta_C) \end{cases} \quad (16)$$

7. CONCLUSÕES

Foi efectuada uma revista das FDP anteriores importantes para a análise Bayesiana de regressão multivariada. Perante a não existência de informação anterior, deve ser utilizada a FDP não informativa de Laplace. Esta FDP é invariante perante as habituais mudanças de unidades (mudanças de origem e mudanças de escala) das variáveis de *input* e das respostas. Se houver transformações logarítmicas das respostas, deve ser usada a FDP anterior de Jeffreys. Quando existe informação anterior sobre a distribuição dos parâmetros (β,σ), esta deve ser tida em conta por intermédio dos hiper-parâmetros (μ_β, σI, a, b) de uma FDP multinormal-gama invertida.

A utilização de FDP posteriores de famílias conhecidas torna-se muito cómoda e evita o recurso aos métodos de simulação de Monte Carlo (Robert, 2007). Caso exista informação anterior, a escolha de uma FDP anterior conjugada é a escolha mais consistente, pois faz todo o sentido que a FDP anterior e a FDP posterior dos parâmetros pertençam à mesma família de distribuições.

8. BIBLIOGRAFIA E REFERÊNCIAS

Barnett, V. (1999): "Comparative Statistical Inference", 3rd ed. John Wiley, New York, 382 pp.

Berger, J. (2010): "Statistical Decision Theory and Bayesian Analysis", 2nd ed. Springer, New York, 617 pp.

Berger, J. (2006): "The Case for Objective Bayesian Analysis". Bayesian Analysis, vol. 1, nº 3, 385-402.

Casaca, J. (2012): "Análise de Regressão Multivariada: Uma perspetiva Bayesiana". LNEC, ICT-INCB18. 40 pp.

Jaynes, E. (1968): " Prior Probabilities". IEEE Transactions on Systems Science and Cybernetics, vol. sec-4, nº 3, 227-241.

Jeffreys, H. (1961): "Theory of Probability", 3rd ed. Clarendon Press, Oxford, 460 pp.

Robert, C. (2007): "The Bayesian Choice", 2nd ed. Springer, New York, 602 pp.

Savage, L. (1972). "The Foundations of Statistics", 2nd ed. Dover, New York, 310 pp.

Modelo empírico para la optimización de medidas de columna total de ozono mediante un radiómetro NILU-UV

Empirical model for total ozone column measurements optimization by means of a NILU-UV radiometer

A.A. Piedehierro[(1)], Cancillo M.L. [(1)], Serrano, A.[(1)], Vilaplana, J.M.[(2)], García, J.A. [(1)], Bogeat, J.A.[(2)], Antón, M. [(1)]
[(1)]Universidad de Extremadura, Badajoz, Spain, piedehierro@unex.es
[(2)] Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial, El Arenosillo, Huelva, Spain

SUMMARY

The NILU-UV multichannel radiometer provides not only narrow-band UV irradiance measurements but also other estimations such as total ozone column (TOC). In this study, one year of NILU-UV#145 TOC estimations at Badajoz station are compared with values derived from Ozone Monitoring Instrument (OMI) and Global Ozone Monitoring Experiment-2 (GOME-2) satellite-based instruments. An empirical model obtained from the intercomparison between the NILU-UV instrument and TOC reference values as measured by a Brewer spectroradiometer during two campaigns, is used to correct original NILU-UV TOC estimations, reducing the bias and improving its angular dependence.

1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento del estado de la capa de ozono es de gran importancia por los efectos que ésta tiene en la radiación que, procedente del Sol, alcanza la superficie terrestre. El valor de la columna total de ozono (TOC) puede obtenerse a partir de medidas radiométricas a través de la espectroscopía de absorción óptica diferencial (DOAS). La técnica DOAS, basada en la Ley de Lambert-Bouger-Beer, utiliza medidas de la componente directa en al menos dos longitudes de onda, λ y λ', cuyas secciones eficaces de absorción para el ozono sean bastante diferentes. Esto es posible debido a que la absorción de la radiación solar por parte del ozono en la banda ultravioleta (UV), especialmente para longitudes de onda por debajo de los 340 nm, presenta una gran dependencia espectral. Esta es la metodología que utilizan los espectrorradiómetros como el Brewer, el espectrofotómetro Dobson y numerosos instrumentos de medida de ozono a bordo de plataformas satelitales, resultando el procedimiento que ofrece medidas más fiables.

La obtención de la columna total de ozono también se realiza a partir de medidas espectrales de irradiancia global, tal y como describe Stamnes et al. (1991). En lugar de utilizar la ley de Lambert, válida tan solo para la componente directa, se estima a través de un modelo de tranferencia radiativa la irradiancia global en superficie para las longitudes de onda λ y λ', ya que la estimación analítica de la irradiancia global es muy compleja, por la cantidad de procesos a los que se ve sometido en su paso por la atmósfera. En las simulaciones con el modelo de transferencia radiativa se tienen en cuenta diversas condiciones de ángulo cenital y cantidad total de ozono. Como resultado, se obtienen unas tablas de consulta con las que inferir el valor de columna total de ozono a partir de medidas reales de la irradiancia global en las longitudes de onda λ y λ'.

Una de las ventajas del método basado en medidas de la irradiancia global es la variedad de instrumentación a la que puede ser aplicado. En este sentido, existen en el mercado numerosos modelos de radiómetros multicanales (Seckmeyer et al., 2010), que con su configuración de varios canales de banda estrecha están capacitados para medir la irradiancia espectral global UV en ciertas longitudes de onda de interés. Algunos ejemplos son el multicanal GUV-2511 (Biospherical Instruments Inc.), el instrumento MFR-7 (Yankee Environmental Systems) que incorpora además una banda de sombra rotatoria y el radiómetro NILU-UV (Norwegian Institute for Air Research, NILU). Todos ellos son radiómetros multibanda con características similares y con los que se pueden obtener estimaciones de TOC a partir de las medidas que proporcionan sus canales.

En particular, el radiómetro NILU-UV es suministrado con un software para la estimación de ozono y otra información derivada de las medidas de los canales, tales como valores integrados de irradiancia solar de interés biológico en el rango UV (Hoiskar et al., 2003). Los resultados de TOC obtenidos a través de este software son acordes con las medidas de referencia pero se han observado derivas notables en las estimaciones por parte del radiómetro multicanal para periodos de comparativa largos. Además, los valores de TOC estimados presentan dependencias con el ángulo cenital solar.

El primero de los errores se debe probablemente a la falta de actualización del fichero de calibración empleado para la estimación de ozono mediante el software del instrumento NILU-UV. Lakkala et al. (2005) señalan que la sensibilidad de los canales del radiómetro NILU-UV puede variar con el paso del tiempo. Estos cambios no suceden de igual manera a los distintos canales del instrumento e incluso, instrumentos del mismo modelo muestran comportamientos diferentes. Por tanto, cuando las calibraciones no recogen las derivas experimentadas en la sensibilidad de los canales, los resultados de los productos calculados pueden ser erróneos.

Las tablas de consulta incluidas en el fichero de calibración para la estimación de la columna total de ozono contienen de manera implícita la calibración en irradiancia del instrumento, por lo que la modificación de dichas tablas para corregir el efecto de deriva del producto de ozono es una tarea complicada. Cualquier usuario del radiómetro NILU-UV puede encontrarse con esta problemática siempre que aplique el software de cálculo de productos del instrumento para procesar medidas que disten en el tiempo de la fecha en la que se realizó la calibración en origen. Además, la estimación de ozono, se ve afectada en todo momento con la dependencia angular ficticia ya comentada.

El objetivo de este trabajo es la propuesta de un modelo empírico para la corrección de las estimaciones de ozono obtenidas a partir de las medidas del radiómetro NILU-UV aplicando su propio software. El modelo empírico propuesto se obtiene tras realizar una intercomparación con datos de ozono medidos con un espectrorradiómetro Brewer de referencia en dos campañas de medida, llevadas a cabo en 2011 y 2013 en la Estación de Sondeos Atmosféricos El Arenosillo (Huelva, España) y corrige tanto la

deriva de las estimaciones a largo plazo, como la dependencia angular diaria que presentan dichas estimaciones.

En cada campaña se realiza una regresión múltiple entre los valores de ozono de referencia del espectrorradiómetro Brewer y las estimaciones originales de ozono del NILU-UV utilizando su software, además de tener en cuenta el ángulo cenital solar. Como resultado de cada campaña se obtiene un conjunto de coeficientes. El modelo de corrección final, aplicable a las estimaciones en Badajoz, se construye interpolando los coeficientes obtenidos en cada campaña para las fechas entre la celebración de las mismas.

Esta metodología de corrección de las estimaciones de ozono para el instrumento NILU-UV tan solo requiere de medidas de columna total de ozono de referencia para un periodo no muy extenso y elude la necesidad del proceso de calibración formal en el laboratorio.

2. INSTRUMENTACIÓN Y DATOS

En este trabajo se han utilizado medidas del radiómetro multicanal NILU-UV#145, perteneciente al grupo AIRE (Atmósfera, clIma y Radiación de Extremadura) de la Universidad de Extremadura (UEx). Este instrumento lleva operando de forma continuada en la estación radiométrica de Badajoz (Edificio de Física, Facultad de Ciencias, UEx) desde finales de junio de 2012.
El instrumento multicanal NILU-UV es un radiómetro multibanda desarrollado por el Norwegian Institute for Air Research (NILU). Cuenta con cinco canales de banda estrecha (10 nm FWMH) en la región UV cuyas longitudes de onda nominales son 305, 312, 320, 340 y 380 nm. Dispone de un canal adicional para la medida de la radiación fotosintéticamente activa (PAR) en el intervalo espectral 400-700 nm. El instrumento NILU-UV opera a una temperatura estable de 50ºC y, a pesar de que toma medidas de irradiancia cada segundo, tan solo almacena promedios minutarios (NILU Products, 2008) en la memoria interna que posee. La descarga de datos almacenados y gestión de la configuración interna del instrumento se realiza a través de una conexión RS-232 a un PC, mediante la cual se puede también acceder a las medidas originales en tiempo real. La calibración inicial de este instrumento se realizó en junio de 2011 en las instalaciones de la Norwegian Radiation Protection Authority (NRPA, Østerås, Noruega) y consistió en una caracterización espectral y en la determinación de los coeficientes para el cálculo de productos tales como el índice ultravioleta o la columna total de ozono. La metodología seguida para la calibración de este instrumento se describe en detalle en los trabajos de Høiskar et al. (2003) y Jonhsen et al. (2008).

La Estación de Sondeos Atmosféricos (ESAt) El Arenosillo, perteneciente al Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA, Huelva, España) forma parte de la red Global Atmosphere Watch (GAW) como la estación nº 213 y cuenta entre su instrumentación con un espectrorradiómetro Brewer MKIII (#150). Este instrumento realiza medidas de irradiancia espectral global en la región ultravioleta y además, de la componente directa en varias longitudes de onda discretas (306.3, 310.1, 313.5, 316.8 y 320.0 nm) ya que cuenta con seguimiento azimutal del Sol. A partir de las medidas de la componente directa, deriva el valor de la columna total de ozono atmosférico y de dióxido de azufre (Kerr, 2002). Cada medida de ozono es el resultado de promediar cinco medidas en un intervalo temporal de aproximadamente 3 minutos, tomando como válido el conjunto de lecturas tan solo si la desviación estándar de las mismas en inferior a 2.5 Unidades Dobson (UD) (Vilaplana, 2004; Sevastiouk, 2006). Este procedimiento garantiza que las medidas de la componente directa de la irradiancia se hayan tomado bajo la condición de que el disco solar no se encuentre bloqueado por la nubosidad.

Los valores de la columna total de ozono obtenidos a través de medidas de la componente directa de la irradiancia ultravioleta por un espectrorradiómetro Brewer tienen asociada una incertidumbre de ± 1% cuando el mantenimiento y la calibración del instrumento son adecuados (WMO, 2008). El instrumento Brewer#150, al pertenecer a la Red Española de espectrorradiómetros Brewer, es calibrado bianualmente mediante intercomparación con los instrumentos de referencia viajero Brewer#017 (International Ozone Services, IOS) y el Brewer#185 (Regional Brewer Calibration Centre-Europe, RBCC-E) (Redondas et al., 2002), garantizando la trazabilidad de las medidas de ozono con la referencia internacional compuesta por la triada de instrumentos Brewer dependiente del Servicio Meteorológico de Canadá en Toronto.

Las calibraciones periódicas del instrumento Brewer#150 y su buen mantenimiento aseguran la calidad de las medidas de ozono proporcionadas (Vilaplana, 2004), de tal modo que han servido como referencia para la validación de la cantidad total de ozono estimada por instrumentos a bordo de plataformas satelitales (Antón et al., 2010; Antón et al., 2011).

El instrumento OMI (Ozone Monitoring Instrument), a bordo del satélite de órbita polar EOS-Aura, es un espectrómetro en el rango UV y parte del visible que lleva operando desde julio de 2004. Este instrumento mide la radiación solar retrodispersada al espacio por la atmósfera y superficie terrestres en el rango 270-500 nm con una resolución espectral de 0.45 nm para el espectro UV y de 0.63 nm en el visible. El campo de visión del instrumento es de 2600 km de ancho, con una resolución espacial de 13×24 km^2 en el nadir. El algoritmo de obtención de la columna total de ozono (OMI-TOMS) utiliza la información de cuatro bandas centradas en 313, 318, 331 y 360 nm y aplica una corrección empírica para eliminar errores debidos al efecto de aerosoles y nubosidad (Bhartia and Wellemeyer, 2002). La hora de paso del satélite EOS-Aura sobre Badajoz se establece dentro del intervalo 12:30 -14:30 UTC.

El instrumento GOME-2 (Global Ozone Monitoring Experiment-2) opera desde marzo de 2007 a bordo del satélite MetOp-A, ofreciendo información de la columna total de ozono, dióxido de nitrógeno, vapor de agua y otros gases así como aerosoles (Munro et al., 2006). El GOME-2 es un instrumento sensible a la radiación retrodispersada por la Tierra y a la procedente del Sol en el rango visible y ultravioleta (240-790 nm) con una precisión en longitud de onda variable, de 0.2 a 0.4 nm. Presenta una resolución espacial de 80×40 km^2. La hora de paso habitual sobre la ubicación de Badajoz se encuentra dentro del intervalo 9:30 -11:30 UTC.

3. METODOLOGÍA

En este trabajo, las estimaciones de la columna total de ozono (TOC) del NILU-UV se han obtenido procesando con su propio software y utilizando sus opciones estándar para nuestras estaciones de trabajo, es decir, se ha escogido un perfil de atmósfera climatológico para primavera/verano en latitudes medias, valores de ángulo cenital solar (SZA) hasta 75º y escogido el par de longitudes de onda 320 y 305 nm.

Las estimaciones de ozono dadas por el software del NILU-UV para la estación de Badajoz pueden corregirse utilizando las campañas de intercomparación en las que este instrumento participó en la ESAt El Arenosillo del 20 de julio al 20 de agosto de 2011 y nuevamente de 10 al 21 de junio de 2013. Con este fin, se propone un método de corrección empírico lineal dependiente del ángulo cenital, cuya expresión:

$$TOC_{NILU}^{corregido} = a_d + b_d \cdot SZA + c_d \cdot TOC_{NILU}^{original} \qquad (1)$$

donde los coeficientes a_d, b_d y c_d son el resultado de una interpolación lineal entre el conjunto de coeficientes (a_1, b_1, c_1) y (a_2, b_2, c_2) resultantes de las campañas realizadas 2011 y 2013 respectivamente.

La obtención de los coeficientes (a_1, b_1, c_1) y (a_2, b_2, c_2) se lleva a cabo por intercomparación con medidas de la columna total

de ozono medida por el espectrorradiómetro Brewer. Para cada una de las campañas, los coeficientes se obtienen través de una regresión múltiple entre valores simultáneos de TOC del Brewer y los estimados por el NILU-UV.

$$TOC_{Brewer} = a_i + b_i \cdot SZA + c_i \cdot TOC_{NILU}^{original} \quad (2)$$

Se consideran valores correspondientes a SZA<75º y las estimaciones $TOC_{NILU}^{original}$ obtenidas al aplicar el software proporcionado por el fabricante. Para cada campaña, se toman, de forma aleatoria, el 70% de los datos para derivar los coeficientes del modelo y el 30% restante para su validación. Este procedimiento se realiza para las dos campañas. Los coeficientes interpolados, (a_d, b_d, c_d) para una fecha d se obtienen teniendo en cuenta las fechas de realización de las campañas (d_1 y d_2 para 2011 y 2013 respectivamente). Ponemos como ejemplo la obtención de a_d:

$$a_d = a_1 + \frac{a_2 - a_1}{d_2 - d_1} \cdot d \quad (3)$$

Para una fecha posterior a d_2, se aplicarán los coeficientes de la campaña de 2013. Una vez corregidos los datos de ozono, se han comparado los resultados obtenidos en la estación de Badajoz con las medidas simultáneas de los instrumentos OMI y GOME-2.

4. RESULTADOS

En esta sección se presentan los resultados de la intercomparación del instrumento NILU-UV#145 con el espectrorradiómetro Brewer de referencia, para las dos campañas mencionadas, así como la aplicación del modelo de corrección propuesto a las medidas de TOC obtenidos por dicho instrumento en la estación de Badajoz.

Para cuantificar las diferencias entre las estimaciones de TOC originales y corregidas del instrumento multicanal, se han calculado los estadísticos relativos MBE (media de las diferencias relativas) y MABE (media de las diferencias relativas absolutas) definidos para los pares TOC_{NILU} -TOC_{Brewer} como:

$$MABE = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^{N} \frac{|TOC_{NILU}[i] - TOC_{Brewer}[i]|}{TOC_{Brewer}[i]} \quad (4)$$

$$MBE = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^{N} \frac{TOC_{NILU}[i] - TOC_{Brewer}[i]}{TOC_{Brewer}[i]} \quad (5)$$

Un valor positivo del estadístico MBE indicará que, en conjunto, los valores de TOC del instrumento NILU-UV sobreestiman las medidas de referencia, mientras que un valor negativo será indicador de subestimación.

4.1. Campaña de 2011

La campaña de 2011 tuvo lugar entre el 20 de julio y el 20 de agosto. Se han procesado las medidas del instrumento multicanal NILU-UV#145 para obtener la estimación de ozono $TOC_{NILU}^{original}$ para dicho periodo. El procesado se ha llevado a cabo utilizando el software propuesto por el fabricante, escogiendo el par 320:305 nm para el cálculo, así como una configuración para latitudes medias en verano. De este conjunto de medidas, se han seleccionado las simultáneas a los valores de referencia de TOC dados por el espectrorradiómetro Brewer#150, TOC_{Brewer}, obteniendo un total de 551 pares de datos. Esta selección comprende medidas correspondientes a ángulo cenital solar menor que 75º.

Las estimaciones $TOC_{NILU}^{original}$ para este periodo presentan gran dispersión, subestimando los valores de referencia, tal y como se observa en la Figura 1. La comparación con los valores simultáneos de referencia se traduce en un MBE=-2.2% (con desviación estándar de -2.1%) y un MABE=2.4% (desviación estándar de 1.9%).

El análisis de los residuos $TOC_{NILU}^{original} - TOC_{Brewer}$ frente al ángulo cenital (Figura 2), muestra una distribución altamente dependiente de dicha variable, observándose un decrecimiento de la magnitud del residuo así como una disminución de la dispersión de la nube de puntos para ángulo cenital creciente. La media de los residuos pasa de valer -0.4 UD para el intervalo 10º-20º a -16.5 UD para ángulos cenitales entre 70º y 75º.

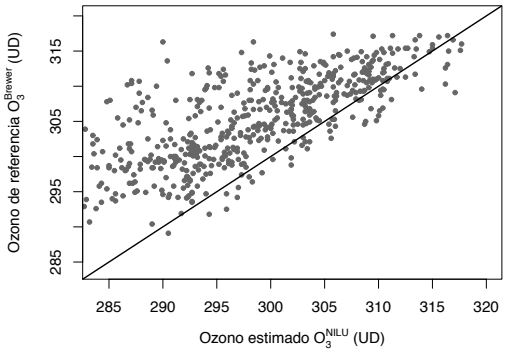


Figura 1* – Ozono estimado por el instrumento NILU-UV#145 frente a los valores de referencia Brewer para la campaña de 2011. La línea representa la recta de pendiente unidad. *(NILU-UV#145 TOC estimations versus reference TOC values by the Brewer#150 for 2011 intercomparison campaign.)

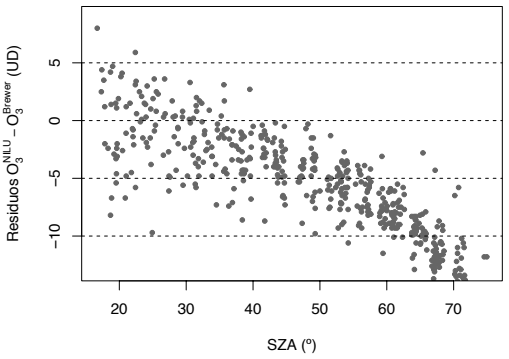


Figura 2* – Residuos TOC_{NILU} - TOC_{Brewer} frente al ángulo cenital solar SZA para la campaña de 2011. *(TOC_{NILU} - TOC_{Brewer} residuals versus SZA for 2011 intercomparison campaign.)

Basándonos en el modelo empírico de corrección de la Eq. 1, se ha evaluado el ajuste de la Eq. 2 para el conjunto de datos (70%) para modelar. La Tabla 1 recoge los valores de los coeficientes obtenidos a través del ajuste y sus correspondientes desviaciones estándar.

Tabla 1* - Resultados del ajuste para la campaña de 2011 *(Regression results for 2011 intercomparison campaign.)

a_1	sd(a_1)	b_1	sd(b_1)	c_1	sd(c_1)
100.2	7.1	0.183	0.013	0.65	0.02

Tras la aplicación del modelo de corrección a la muestra de validación, se calculan de nuevo los estadísticos sobre este conjunto de datos, teniéndose un MBE=-0.03% (sd=1.04%) y MABE=0.8% (sd=0.7%) frente a los valores MBE=-2.3% (sd=2.2%) y MABE=2.4% (sd=2.0%) que se obtienen para el conjunto de validación para los valores de $TOC_{NILU}^{original}$. La mejora que se obtiene mediante la corrección se muestra también en la Figura 3, en la que se observa que los valores $TOC_{NILU}^{corregido}$ se aproximan mucho más a los valores de referencia que los valores $TOC_{NILU}^{original}$.

Los residuos frente al ángulo cenital, $TOC_{NILU}^{corregido} - TOC_{Brewer}$ (Figura 4), muestran una menor dependencia con el ángulo cenital que los obtenidos con $TOC_{NILU}^{original}$. Así, los valores se mantienen en el intervalo -5, +5 UD hasta SZA de 65º, valor a partir del cual los residuos describen un comportamiento decreciente y con mayor dispersión de la nube de puntos. La media de los residuos calculados con $TOC_{NILU}^{original}$ y $TOC_{NILU}^{corregido}$ para distintos intervalos de SZA se recogen en la Tabla 2. Salvo para el intervalo angular 10-20º, la corrección supone una disminución en valor absoluto de la media de los residuos. La Tabla 2 muestra así mismo las incertidumbres (I_m) asociadas a las medias, calculados como:

$$I_m = 2\frac{sd}{\sqrt{N}} \qquad (6)$$

siendo *sd* la desviación estándar y 2 el valor utilizado como factor de cobertura equivalente a un nivel de confianza del 95%. Se observa que el intervalo de incertidumbre asociado a las medias de los residuos se mantiene o disminuye para todos los intervalos de SZA.

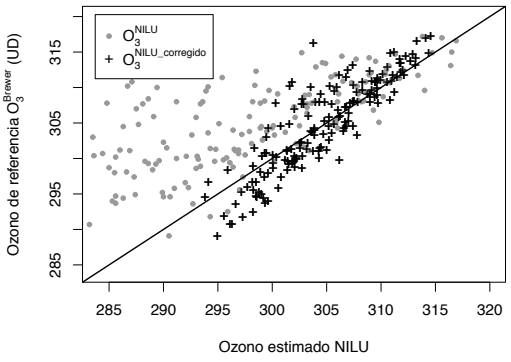


Figura 3* – Ozono estimado por el instrumento NILU-UV#145 original (puntos grises) y corregido (cruces negras) por el modelo empírico frente a los valores de referencia Brewer para el conjunto de datos de validación perteneciente a la campaña de 2011. La línea representa la recta de pendiente unidad.** ***(NILU-UV#145 original (gray points) and corrected (black crosses) TOC estimations versus reference TOC values by the Brewer#150 for the validation subset from 2011 intercomparison campaign.)

Tabla 2* - Dependencia angular de los residuos para la campaña de 2011** ***(Residuals angular dependence for 2011 intercomparison campaign.)

	TOC_{NILU} -TOC_{Brewer} (UD)		$TOC_{NILU\text{-}corregido}$ - TOC_{Brewer} (UD)		
SZA	**media**	**I_m**	**media**	**I_m**	**N**
10º-20º	-0.4	1.7	-2.5	1.4	22
20º-30º	-0.6	0.8	-0.1	0.7	60
30º-40º	-2.4	0.6	-0.3	0.6	81
40º-50º	-3.7	0.5	0.6	0.4	80
50º-60º	-6.3	0.4	1.1	0.4	98
60º-70º	-9.2	1.2	1.0	0.9	117
70º-75º	-16.5	0.8	-2.2	0.8	93

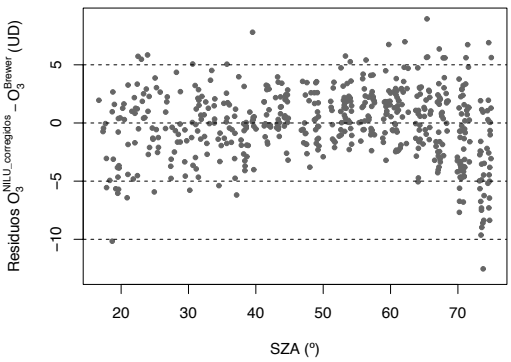


Figura 4* – Residuos $TOC_{NILU\text{-}corregido}$ - TOC_{Brewer} frente al ángulo cenital solar SZA** ***para la campaña de 2011 ($TOC_{NILU\text{-}corregido}$ - TOC_{Brewer} residuals versus SZA for 2011 intercomparison campaign.)

La Figura 5 muestra a modo de ejemplo las estimaciones de ozono $TOC_{NILU}^{original}$ y $TOC_{NILU}^{corregido}$ conjuntamente con las medidas TOC_{Brewer} para dos días (27 y 28 de julio) de la campaña de 2011. La dependencia angular clara de las estimaciones originales se reduce parcialmente al aplicar el modelo de corrección, manteniéndose ligeramente para valores elevados de SZA. La corrección predice valores de TOC inferiores para las horas centrales del día de manera sistemática, pero en general, el modelo ofrece estimaciones cercanas a los valores de referencia.

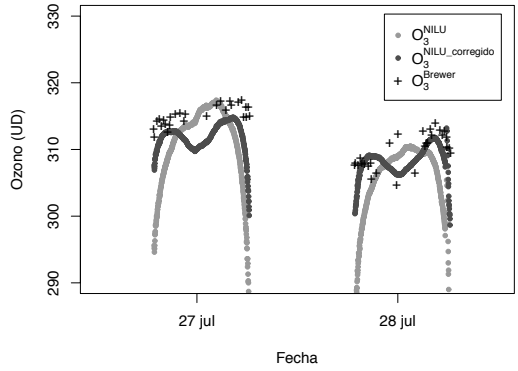


Figura 5* – Muestra de medidas de TOC_{NILU}, TOC_{Brewer} y $TOC_{NILU\text{-}corregido}$ para dos días pertenecientes a la campaña de 2011.** ***(TOC_{NILU}, TOC_{Brewer} and $TOC_{NILU\text{-}corregido}$ values for 2 selected days from 2011 intercomparison campaign.)

4.2 Campaña de 2013

La campaña de 2013 tuvo lugar entre el 10 y el 21 de junio. El procesamiento de las medidas del NILU-UV#145 para obtener la estimación de ozono $TOC_{NILU}^{original}$ ha sido el mismo que el empleado en la campaña de 2011. Del conjunto completo de estimaciones para esta campaña, se han seleccionado las simultáneas a los valores de referencia de TOC dados por el espectrorradiómetro Brewer#150, TOC_{Brewer}, obteniendo un total de 402 pares de datos. Esta selección comprende medidas correspondientes a ángulo cenital solar menor que 75º. Los resultados de esta campaña son similares a la de 2011 pero se advierte un empeoramiento en las estimaciones originales de TOC del instumento NILU-UV.

En particular, los valores de ozono $TOC_{NILU}^{original}$ para este periodo presentan gran dispersión, subestimando los valores de

referencia en mayor medida que lo observado para la campaña de 2011. La comparación con los valores simultáneos de referencia se traduce en un MBE=3.4% (con desviación estándar de 5.3%) y un MABE=5.3% (desviación estándar de 3.4%).

Los residuos construidos con la diferencia $TOC_{NILU}^{original} - TOC_{Brewer}$ frente al ángulo cenital para esta campaña muestran, en promedio, una mayor magnitud que en los de la campaña anterior. Asimismo, sigue existiendo una dependencia decreciente con el ángulo cenital solar de los residuos. La media de los residuos pasa de valer 27.9 UD para el intervalo 10º-20º a -21.9 UD para ángulos cenitales entre 70º y 75º.

Los coeficientes derivados del ajuste realizado con el 70% de los datos de esta campaña son del mismo orden que los obtenidos para la campaña de 2011, los resultados numéricos se muestran en la Tabla 3. La validación, realizada con el restante 30% de los datos de la campaña, indica valores de MBE=0.5% (sd=2.4%) y MABE=2.0% (sd=1.3%) frente a los valores MBE=4.5% (sd=4.6%) y MABE=5.5% (sd=3.3%) que se obtienen para el conjunto de validación para los valores de $TOC_{NILU}^{original}$

Tabla 3* - Resultados de los ajustes para la campaña de 2013** ***(Regression results for 2013 intercomparison campaign.)

a_2	sd(a_2)	b_2	sd(b_2)	c_2	sd(c_2)
74	13	0.57	0.04	0.67	0.03

Con la aplicación del modelo de corrección a la totalidad de las medidas de la campaña se obtiene una mejoría en el comportamiento de los residuos, reduciéndose el valor medio de los mismos, así como la dependencia angular. Esta reducción se observa también en los resultados por intervalos angulares de SZA (Tabla 4), excepto para el intervalo de 60º a 70º.

Tabla 4* - Dependencia angular de los residuos de las estimaciones originales y las corregidas con el modelo empírico para la campaña de 2013** ***(Original and corrected residuals angular dependence for 2013 intercomparison campaign)

	TOC_{NILU} -TOC_{Brewer} (UD)		$TOC_{NILU\text{-}corregido}$ -TOC_{Brewer} (UD)		
SZA	**media**	**I_m**	**media**	**I_m**	**N**
10º-20º	27.9	2.7	-6.7	1.5	40
20º-30º	24.5	2.5	-3.6	2.0	47
30º-40º	24.2	2.8	2.8	2.3	50
40º-50º	21.3	2.0	5.4	1.8	56
50º-60º	12.7	1.1	5.1	1.3	71
60º-70º	-0.8	1.3	2.1	1.5	90
70º-75º	-21.9	3.5	-8.4	3.4	48

4.3 Aplicación a las medidas de Badajoz

Los dos conjuntos de coeficientes obtenidos en las campañas de 2011 y 2013 (Tablas 1 y 3) se interpolan mediante la expresión 3 considerando d_1=2011-08-05 y d_2=2013-06-25, fechas intermedias de cada una de las campañas. La corrección basada en el modelo empírico con los coeficientes interpolados se aplica a la serie de medidas de columna total de ozono tomada en Badajoz para el periodo de medidas entre el de 27 de junio de 2012 y el 17 de octubre de 2013. La comprobación de la idoneidad del método de corrección se realiza mediante la comparación de los valores de TOC corregidos en Badajoz con las medidas proporcionadas por los instrumentos OMI y GOME-2 a bordo de los satélites EOS-Aura y MetOp-A. En esta comparativa han intervenido las estimaciones de TOC del NILU-UV simultáneas a la hora de paso de cada uno de los instrumentos satelitales.

Los resultados originales de estimación de ozono mediante el software del radiómetro multicanal, $TOC_{NILU}^{original}$, presentan unos valores medios de MBE=3.5% (sd=9.9%) y MABE=5.2 % (sd=9.1%) al comparar con las medidas simultáneas del instrumento OMI (485 pares de datos) y MBE=2.3% (sd=4.4%) y MABE=3.6% (sd=3.4%) respecto al GOME-2 (339 pares de datos). Es decir, las estimaciones del radiómetro multicanal sobreestiman los valores dados por los instrumentos a bordo de plataformas satelitales.

El análisis de los residuos $TOC_{NILU}^{original} - TOC_{Referencia}$, siendo la referencia las estimaciones del instrumento OMI o GOME-2, frente al ángulo cenital (Figura 6), muestra dos ramas diferenciadas, una de ellas centrada en 0 UD y otra en torno a 30 UD. Ambas ramas convergen para ángulos cenitales solares superiores a 50º.

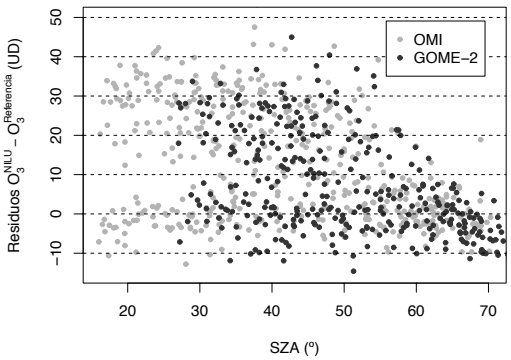


Figura 6* – Residuos $TOC_{NILU} - TOC_{OMI}$ y $TOC_{NILU} - TOC_{GOME\text{-}2}$ frente al ángulo cenital solar SZA.** ***($TOC_{NILU} - TOC_{OMI}$ and $TOC_{NILU} - TOC_{GOME\text{-}2}$ residuals versus SZA.)

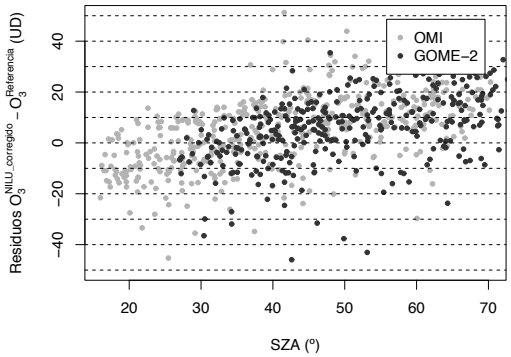


Figura 7* – Residuos $TOC_{NILU\_corregido} - TOC_{OMI}$ y $TOC_{NILU\_corregido} - TOC_{GOME\text{-}2}$ frente al ángulo cenital solar SZA.** ***($TOC_{NILU\_corregido} - TOC_{OMI}$ and TOC_{OMI} y $TOC_{NILU\_corregido}$ residuals versus SZA.)

Tras la aplicación del modelo de corrección a todos los datos de Badajoz, se calculan de nuevo los estadísticos, obteniendo: MBE=1.6% (sd=7.6%) y MABE=4.3 % (sd=6.4%) al comparar con las medidas simultáneas del instrumento OMI y MBE=2.2% (sd=4.4%) y MABE=3.8% (sd=3.1%) respecto al GOME-2, que son ligeramente inferiores a los estadísticos obtenidos cuando se analizan los datos originales. En la Figura 7, se observa que la corrección elimina el comportamiento en dos ramas de los residuos frente al ángulo cenital, obteniéndose valores entre -30 y 30 UD. La variación de los residuos para distintos intervalos de ángulos cenitales puede consultarse en la información detallada de la Tabla 5 para el caso del OMI y en la Tabla 6 para el caso del GOME-2.

Los resultados muestran que las medias de los residuos $TOC_{NILU} - TOC_{referencia\ (OMI\ o\ GOME-2)}$ disminuyen al aplicar el modelo de corrección para valores de SZA inferiores a 50º, pero no así para ángulos superiores.

Tabla 5* - Dependencia angular de los residuos de las estimaciones originales y las corregidas con el modelo respecto a las medidas del OMI en Badajoz.** ***(Original and corrected residuals angular dependence for Badajoz using OMI values as reference)

	TOC_{NILU}-TOC_{OMI} (UD)		$TOC_{NILU\text{-}corregido} - TOC_{OMI}$ (UD)		
SZA	**media**	**I_m**	**media**	**I_m**	**N**
10º-20º	13.2	6.0	-8.5	2.6	31
20º-30º	13.2	9.6	-7.8	6.5	100
30º-40º	13.5	8.9	-0.5	6.1	108
40º-50º	17.9	3.8	9.9	3.1	91
50º-60º	7.4	2.8	12.9	2.4	84
60º-70º	-0.5	1.4	14.3	2.7	69
70º-75º	-5.2	8.6	18	11	2

Tabla 6* - Dependencia angular de los residuos de las estimaciones originales y las corregidas con el modelo respecto a las medidas del GOME-2 en Badajoz** ***(Original and corrected residuals angular dependence for Badajoz using GOME-2 values as reference)

	TOC_{NILU}-$TOC_{GOME\text{-}2}$ (UD)		$TOC_{NILU\text{-}corregido} - TOC_{GOME\text{-}2}$ (UD)		
SZA	**media**	**I_m**	**media**	**I_m**	**N**
10º-20º	-	-	-	-	0
20º-30º	13.7	9.4	-3.6	4.4	10
30º-40º	12.8	3.2	-2.8	2.5	74
40º-50º	11.4	2.7	4.0	2.6	96
50º-60º	8.2	3.6	9.4	3.6	68
60º-70º	-1.1	1.3	12.5	2.8	72
70º-75º	-8.2	2.9	15.3	5.0	19

5. CONCLUSIONES

Las estimaciones de TOC por parte del NILU-UV se ven afectadas por el transcurso del tiempo, tal y como se ha podido comprobar al llevar a cabo las campañas de intercomparación de 2011 y 2013. En la de 2011, la estimación original de ozono utilizando el software propio del instrumento ofrecía buenos resultados (MABE=2.4%, MBE=-2.2%) al comparar con las medidas de TOC de referencia del espectrorradiómetro Brewer#150. Esto se debe a que la calibración inicial en la que se incluyen las tablas para el cálculo de TOC por el software propio distaba en el tiempo tan sólo un mes de la fecha de celebración de la campaña de intercomparación. Sin embargo, la comparativa realizada en 2013 refleja un distanciamiento entre los valores estimados por el radiómetro multicanal y los de referencia (MABE=5.3%, MBE=3.4%).

Estos cambios en la fiabilidad de la estimación pueden deberse a la deriva en el tiempo que sufre la sensibilidad de los canales, resultado reflejado en el trabajo de Lakkala et al. (2005).

Por tanto, la estimación original de ozono utilizando su propio software requiere de una corrección que elimine de los valores estimados de TOC el efecto de la deriva en la sensibilidad de los canales. En este trabajo se propone una corrección mediante un modelo empírico aplicado a la propia estimación de ozono y no a las lecturas de cada canal individual. La ventaja de este procedimiento reside en que no es necesario realizar una calibración de cada uno de los canales, sino que basta con una intercomparación con un instrumento que proporciones valores de referencia de columna total de ozono.

Este modelo, construido a partir de los ajustes realizados para las dos campañas de intercomparación mencionadas ha sido aplicado a un período de estimaciones de ozono de más de un año para la estación de Badajoz. Los efectos de la corrección han sido evaluados mediante comparación de las estimaciones de TOC del NILU-UV con las medidas de los instrumentos satelitales OMI y GOME-2. El error promedio (MBE) de las estimaciones pasa de un 3.5% a un 1.6% para la comparativa con el OMI y de un 2.3% a un 2.2% para el caso del GOME-2. Aunque los resultados en conjunto son optimistas, sobre todo para la comparativa con el instrumento OMI, el método de corrección presenta ciertas limitaciones, como la imposibilidad de mejorar la estimación para ángulos cenitales elevados.

Si se desea lograr correcciones más ambiciosas para obtener estimaciones de ozono más precisas, es recomendable calibrar cada canal del instrumento siguiendo alguno de los procedimientos descritos por Seckmeyer et al. (2010) así como realizar un seguimiento de la estabilidad de los canales durante el periodo entre calibraciones.

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por el Proyecto Coordinado CGL2011-29921-C02 (subproyectos 01 y 02) del Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España. Los autores de la Universidad de Extremadura agradecen a la Consejería de Empleo, Empresa e Innovación del Gobierno de Extremadura y al Fondo Social Europeo la Ayuda a Grupos-RNM012, así como la beca de investigación (PD10110) de Ana Álvarez-Piedehierro.

7. REFERENCIAS

Antón, M., J. M. Vilaplana, M. Kroon, A. Serrano, M. Parias, M. L. Cancillo and B. de la Morena (2010): "The empirically corrected EP-TOMS total ozone data against Brewer measurements at El Arenosillo (southwestern Spain)". *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens*., **48**, 3039–3045, doi:10.1109/TGRS.2010.2043257.

Antón, M., M. Kroon, M. López, J. M. Vilaplana, M. Bañón, R. van der A, J. P. Veefkind, P. Stammes and L. Alados-Arboledas (2011): "Total ozone column derived from GOME and SCIAMACHY using KNMI retrieval algorithms: Validation against Brewer measurements at the Iberian Peninsula". *J. Geophys. Res*., **116**, D22303, doi:10.1029/2011JD016436.

Bhartia, P. K. and C. Wellemeyer (2002): "TOMS-V8 total O3 algorithm, in: OMI Algorithm Theoretical Basis Document, Vol. II, OMI Ozone Products", edited by: Bhartia, P. K., 15–31, NASA Goddard Space Flight Cent., Greenbelt.

Høiskar, B. A. K., R. Haugen, T. Danielsen, A. Kylling, K. Edvardsen, A. Dahlback, B. Johnsen, M. Blumthaler and J. Schreder (2003): "Multichannel, Moderate-Bandwidth Filter Instrument for Measurement of the Ozone-Column Amount, Cloud Transmittance, and Ultraviolet Dose Rates". *Applied Optics*, Vol. **42**, No. 18, , pp. 3472-3479. doi:10.1364/AO.42.003472.

Johnsen B., B. Kjeldstad, T.N. Aalerud, L.T. Nilsen, J. Schreder, M. Blumthaler, G. Bernhard, C. Topaloglou, O. Meinander, A. Bagheri, J.R. Slusser and J. Davis, (2008): "Intercomparison of Global UV Index from Multiband Filter Radiometers: Harmonization of global UVI and spectral irradiance". GAW Report No. 179, WMO/TD-No. 1454.

Kerr, J. B. (2002): "New methodology for deriving total ozone and other atmospheric variables from Brewer spectrophotometer direct sun spectra", *J. Geophys. Res*., **107**(D23), 4731, doi:10.1029/2001JD001227.

Lakkala, K., A. A. Redondas, O. Meinander, C. Torres, T. Koskela, E. Cuevas, P. Taalas, A. Dahlback, G. Deferrari, L. Edvardsen, and H. Ochoa (2005): "Quality assurance of the solar UV network in the Antarctic". *J. Geophys. Res*., **110**, D15101, doi:10.1029/2005JD005584.

Munro, R., M. Eisenger, C. Anderson, J. Callies, E. Carpaccioli, R. Lang, A. Lefevre, Y. Livschitz and A. P. Albinana (2006): "GOME- 2 on MetOp", In Proc. The 2006 EUMETSAT Meteorological Satellite

Conference, Helsinki, Finland, EUMETSAT P.48, ISBN 92-9110-076-5.

NILU Products (2008): "The NILU-UV irradiance meter: User's manual Version 2.1."

Redondas, A., E. Cuevas, and A. Labajo (2002): "Management and QA/QC of the Spanish Brewer spectrophotometer network, in Sixth European Symposium on Stratospheric Ozone [CD-ROM]" edited by N. R. P. Harris, G. T. Amanatidis, and J. G. Levine, Comm. of the Eur. Communities, Goteborg, Sweden.

Seckmeyer, G., A. Bais, G. Bernhard, M. Blumthaler, B. Johnsen, K. Lantz, and R. McKenzie, (2010): "Instruments to Measure Solar Ultraviolet Radiation, Part 3: Multi-channel filter instruments". WMO/TD-No. 1537, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 51 pp.

Savastiouk, V. (2006): "Improvements to the direct-sun ozone observations taken with the Brewer spectrophotometer." Ph.D. Thesis, York University, Toronto, Ontario, Canadá, 146 pp.

Stamnes, K., J. Slusser, and M. Bowen (1991): "Derivation of total ozone abundance and cloud effects from spectral irradiance measurements." *Appl. Opt*. **30**, 4418–4426.

Vilaplana, J. M. (2004): "Measurement and analysis of ozone and UV solar radiation at El Arenosillo-INTA (Huelva, Spain) (in Spanish)." Ph.D.Thesis, Universidad de Valladolid, Valladolid, Spain, 247 pp.

World Meteorological Organization (2008): "Guide to meteorological instruments and methods of observation." 7th ed., WMO Publ. 8, Geneva, Switzerland.

Climatologia de Ciclones Extratropicais num Clima em Mudança: cenário RCP8.5
Climatology of Extratropical Cyclones in a Changing Climate: RCP8.5 scenario

Daniela C.A. Lima[(1)] , Pedro M.M. Soares[(1)] e Pedro M.A. Miranda[(1)]
[(1)] Instituto Dom Luiz, CGUL, University of Lisbon, Lisbon, Portugal

SUMMARY

In this study a climatological analysis of extratropical cyclones and their tracks in present and future climates (scenario RCP8.5) is computed, in order to evaluate the performance of two climate models, EC-Earth and NCAR CCSM4, on the representation of these cyclones, and assess climate change impact in their properties. A storm tracking model is used to identify and characterize the extratropical cyclones in the Northern Hemisphere, based on the relative vorticity at 850 hPa, which is applied to the climate models results and ERA-Interim reanalysis. The two climate models are evaluated against ERA-Interim reanalysis results.
Overall, both models reproduce well the pattern of storm tracks, mean intensities and cyclogenesis density in the Northern Hemisphere when compared with ERA-Interim. The regions of the Northwest Pacific, North America and South of Greenland present the highest track densities. These regions are crossed on average by 16 extratropical cyclones/month, whose mean intensities are between 5.5 and 6.5×10−5 s−1. The larger mean intensities are found in these regions. The models results in the present climate show a good agreement with reanalysis, supporting its use in a climatological analysis for a future climate scenario.
Under the climate change scenario RCP8.5, both models reveal a decrease in the number of extra tropical cyclones in the Northern Hemisphere for all seasons. Furthermore, the track densities of the stronger storms are reduced in the future climate, with the exception of summer (JJA), when the models indicate a slight increase, of around 8%. In both ocean basins, North Atlantic and Pacific, there is a reduction in track density in regions of higher density in the present. Nevertheless, there are some regions where significant changes in the location or intensity of cyclones occur. In the Mediterranean region, the number of cyclones decreases in future climate, especially in spring and autumn.

1. INTRODUÇÃO

Os ciclones extratropicais são um elemento chave do estado do tempo e do clima, nas latitudes médias e elevadas, contribuindo fortemente para a variabilidade sinóptica e para a ocorrência de eventos extremos nessas latitudes, componentes da mudança climática que têm vindo a assumir uma importância crescente (Bengtsson et al., 2006; Geng and Sugi 2003; Greeves et al., 2007; Yin 2005).

De facto, os sistemas de baixa pressão móveis, e as tempestades isoladas que se encontram frequentemente embebidas nesses sistemas determinam uma grande parte da variabilidade meteorológica rápida, na escala sub a multi-diária, em variáveis como a precipitação, o vento, a temperatura, a nebulosidade, e a radiação (Bengtsson et al., 2006; Greeves et al., 2007). Os ciclones extratropicais também têm uma grande influência no transporte de calor e vapor de água na direcção dos polos, e no ciclo global do momento angular, interagindo com a circulação geral da atmosfera na produção de padrões de larga-escala de variabilidade climática (Bengtsson et al., 2006; Greeves et al., 2007; Yin 2005).

Nos últimos anos, a investigação na área da climatologia sinóptica, onde se enquadra o estudo dos ciclos de vida dos ciclones extratropicais, tem vindo a ser frequentemente realizada no contexto da sua relação com o processo de aquecimento global. Parece provável que a mudança climática, devida ao aumento da concentração dos gases de efeito de estufa, possa levar a alterações na distribuição dos ciclones extratropicais, em termos dos seus locais de geração, trajectórias, frequência e intensidade (Greeves et al., 2007). O possível aumento da temperatura da superfície do mar nas latitudes médias e altas poderá implicar uma intensificação dos ciclones extratropicais, pelo menos durante o Inverno (Bengtsson et al., 2009). Uma vez que o aquecimento global pode influenciar todos os fenómenos meteorológicos, é importante estudar quais os impactos na actividade ciclónica extratropical. As mudanças nos ciclones devido ao aquecimento global têm uma grande influência na vida diária das populações. Uma alteração na ocorrência de ciclones intensos pode influenciar a escala dos desastres naturais, como resultado de eventos de precipitação e ventos fortes (Mizuta et al., 2011).

Nos últimos anos têm sido desenvolvidos alguns estudos sobre o impacto das alterações climáticas nos ciclones extratropicais. De acordo com estes estudos, o número total de ciclones extratropicais à superfície diminui nas projecções futuras (e.g. Geng and Sugi 2003; Bengtsson et al., 2006; Ulbrich et al., 2009; Zhang and Wang 1997). Esta alteração é consistente com a alteração da temperatura na baixa troposfera, onde o aquecimento é maior nas latitudes mais elevadas do que nas regiões tropicais. Uma das explicações apontadas para este aquecimento, deve-se à fusão da cobertura de neve e do gelo flutuante, que induzem alterações no albedo à superfície (Mizuta et al., 2011). Como consequência, o gradiente meridional da temperatura perto da superfície torna-se mais fraco, comparativamente ao gradiente no clima presente, resultando numa redução da baroclinicidade na baixa troposfera. A redução da baroclinicidade é apontada como uma das causas da diminuição do número de ciclones. Geng and Sugi (2003) efectuaram um estudo de modo a investigar os possíveis impactos do aumento dos gases de efeito de estufa e dos aerossóis sulfatos nos ciclones extratropicais, onde mostrou que as regiões de diminuição ou aumento da densidade de ciclones tendem a estar localizadas a jusante das regiões de diminuição e aumento da baroclinicidade. A análise realizada ao cisalhamento vertical do vento mostrou que as alterações a este parâmetro estão em concordância com as alterações da baroclinicidade no Hemisfério Norte (HN), indicando um comportamento quase-geostrófico à escala global.

Yin (2005) mostrou que a energia cinética média zonal dos vórtices na escala sinóptica aumenta nas simulações climáticas futuras, e que este pico se desloca na direcção dos pólos e em altitude. Esta alteração é consistente com as alterações na temperatura na média/alta troposfera em torno dos $500-200\ hPa$. Na região tropical, a estas altitudes, existirá também um grande aquecimento devido ao aumento vertical do fluxo de vapor de água e da libertação de calor latente, enquanto nas latitudes elevadas o aquecimento é mais reduzido. Esta diferença ocorre porque a altura a que se encontra a tropopausa é menor nos pólos em relação aos trópicos. Nas latitudes elevadas, estes níveis são mais afectados pelo ar da estratosfera, onde a temperatura diminui devido ao aumento do arrefecimento radiactivo pelo CO_2. Deste modo, num clima futuro, o gradiente meridional da temperatura, nestes níveis, é intensificado, resultando numa forte actividade sinóptica (Mizuta et al., 2011; Zhang and Wang 1997). Enquanto o aumento na actividade sinóptica é grande na alta troposfera, o aumento é também visível na média troposfera (Pinto et al., 2007) e perto da superfície em determinadas regiões (Ulbrich et al., 2008).

Alguns destes resultados indicam um deslocamento na direção dos polos dos ciclones extratropicais e na bacia do Atlântico Norte,

um ligeiro desvio para este dos sistemas (Bengtsson et at. 2006; Ulbrich et al., 2009; Yin 2005),

Embora os estudos mostrem uma redução do número de ciclones extratropicais, existe um aumento na intensidade, podendo resultar do aumento da libertação de calor latente associado a um aumento de vapor de água na atmosfera num clima futuro (e.g. Geng and Sugi 2003).

No Oceano Atlântico Norte, as alterações na temperatura da superfície do mar podem estar relacionadas com um enfraquecimento da circulação termohalina (as circulações termohalinas são circulações oceânicas produzidas por diferenças na temperatura e/ou na salinidade; alterações na temperatura ou salinidade da água do oceano cria alterações na densidade da água). Este enfraquecimento irá resultar na redução do transporte de calor para as latitudes mais elevadas. Este fenómeno pode resultar na formação de uma região, a Sul da Gronelândia, onde pode existir uma redução do aquecimento da temperatura da superfície do mar. O aumento do gradiente da temperatura da superfície do mar a sul desta região mais fria irá aumentar a baroclinicidade na baixa troposfera, criando condições mais favoráveis à ocorrência de ciclones extratropicais nesta região (Bengtsson et al., 2009).

O clima da Europa é fortemente dominado por tempestades extratropicais. Sobre o Atlântico Norte, as tempestades movem-se com dois padrões de trajectórias distintos, com alguma frequência. Estas oscilações nas trajectórias estão relacionadas com as variações na circulação de larga-escala, tais como a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) ou a Oscilação do Árctico (AO) (Bengtsson et al., 2006).

A variabilidade de larga-escala no sector Este do Atlântico Norte é dominada pela NAO. As tempestades extremas sobre a Europa do norte ocorrem com maior frequência durante fases positivas da NAO (Hanley et al., 2012). Na fase positiva da NAO, as tempestades deslocam-se, com alguma frequência, sobre o Nordeste do Atlântico Norte, movendo-se sobre o Mar da Noruega. Como consequência, a região Noroeste da Europa e Este dos Estados Unidos ficam sob a influência de forte precipitação, com Invernos húmidos e de temperatura moderada. No Nordeste do Canadá e na Gronelândia os Invernos são, geralmente, frios e secos. Quando a fase da NAO é negativa, as tempestades deslocam-se mais para sul, trazendo forte precipitação para o sul da Europa e para a região em torno do Mar Mediterrâneo, tornando os Invernos húmidos e moderados.

Haarsma et al. (2013) realizaram um estudo de forma a compreender o impacto do aquecimento global e do aumento da temperatura da superfície do mar, nos ciclones que atingem o Oeste da Europa. Haarsma et al. (2013) mostraram que a região de desenvolvimento de ciclones tropicais no Atlântico se estende para Este. Esta extensão em simultâneo com elevadas temperaturas da superfície do mar implica que os ciclones tropicais tenham maior probabilidade de atingirem a região baroclínica de latitudes médias, antes de se dissiparem. Após se unirem com o escoamento baroclínico instável nas latitudes médias, os ciclones intensificam-se devido ao aquecimento diabático a níveis superiores da troposfera originado pela libertação de calor latente. Como resultado da intensificação das tempestades, estas podem gerar ventos idênticos aos de um furacão ao longo da costa Oeste da Europa. De acordo com Leckebusch et al. (2004), as regiões do Oeste da Europa poderão tornar-se mais susceptíveis à ocorrência de windstorms num cenário de alterações climáticas, em relação ao clima presente.

Uma vez que as tempestades tropicais são, geralmente, intensificadas num clima mais quente, este fator pode contribuir para um aumento de tempestades mesmo nas latitudes mais elevadas, principalmente no Verão e Outono, dado que os ciclones tropicais podem tornar-se ciclones extratropicais quando migram para os polos (Bengtsson et al., 2007, 2009).

Este trabalho tem como principal objetivo a elaboração de uma análise climatológica dos ciclones extratropicais e das suas trajetórias em ambos os hemisférios, nos climas presente e futuro, em simulações do cenário RCP8.5. Deste modo, poder-se-á avaliar a qualidade de dois modelos globais na representação desses mesmos ciclones, e o impacto do aquecimento global nas suas propriedades.

Na secção 2 encontra-se uma breve descrição dos modelos globais utilizados, bem como do modelo de *storm-tracking* implementado neste estudo e da metodologia efetuada. A caracterização dos ciclones extratropicais simulados em dois modelos globais para o clima presente e para um cenário de clima futuro realiza-se ao longo do capítulo 3. Na secção 4 apresenta-se uma caracterização dos ciclones extratropicais num cenário de clima futuro, no cenário de referência RCP8.5. Nesta mesma secção apresenta-se um estudo do impacto do aquecimento global nos ciclones e nas suas propriedades a nível global. Na secção 5 apresentam-se as conclusões finais deste trabalho.

2. MODELOS GLOBAIS, MODELO E METODOLOGIA

No presente trabalho são utilizadas as reanálises do Centro Europeu de Previsão de Tempo a Médio Prazo (ECMWF), reanálise ERA-Interim (Berrisford et al., 2009), do campo da vorticidade relativa aos $850\,hPa$ em intervalos de $6h$. Os resultados dos modelos climáticos globais EC-Earth (Earth System Model) e NCAR CCSM4 (National Center for Atmostheric Research Community Climate System Model Version 4) são utilizados para comparação com a reanálise, com o mesmo campo de estudo. O modelo EC-Earth é um modelo do sistema Terra baseado no sistema de previsão sazonal do ECMWF (Hazeleger et al., 2010). O modelo CCSM4 é um modelo climático acoplado para simular o sistema climático terrestre (Gent et al., 2011).

Neste estudo são comparadas as estatísticas dos ciclones extratropicais da reanálise ERA-Interim para o período 1979–2002, com as dos modelos climáticos globais EC-Earth e CCSM4 para o período 1961–2000, no clima presente.

O modelo de identificação das trajetórias dos ciclones utilizado neste estudo foi o modelo desenvolvido por K. I. Hodges (Hodges, 1994, 1995, 1996, 1999). Este modelo utiliza um campo meteorológico, a vorticidade relativa ou a pressão ao nível médio do mar, para identificar os sistemas de circulação ciclónica, e seguir esses sistemas ao longo do tempo, produzindo estatísticas da sua distribuição espaço – temporal (Hodges, 1994). O acompanhamento dos sistemas é realizado através da minimização de uma função custo para todas as trajetórias suavizadas de forma a obter o mínimo conjunto de trajetórias suaves. Esta técnica tem sido generalizada para o domínio esférico, eliminando a necessidade de utilização de projeções que podem introduzir erros sistemáticos, permitindo a análise de dados globais ou de grandes regiões esféricas (Hodges 1995). Na identificação das trajetórias dos sistemas é utilizado o campo da vorticidade relativa aos $850\,hPa$ em intervalos de tempo de $6h$. Este campo é considerado o mais adequado para a identificação de ciclones na baixa troposfera (Bengtsson et al., 2006). O campo da vorticidade relativa é menos influenciado pela resposta de larga-escala, estando focado na pequena-escala sinóptica. Contudo, o campo da vorticidade relativa na resolução média ou alta pode ser um campo com muito ruído para utilizar neste tipo de estudos. Este campo é então reduzido para a resolução T42. A análise dos ciclones extratropicais e tropicais é realizada nesta resolução, na grelha gaussiana, permitindo que a identificação de cada conjunto de dados seja efetuada na mesma escala sinóptica espacial. Os conjuntos de trajetórias são filtrados de forma a reter apenas os sistemas que duraram pelo menos 2 dias, o correspondente a 8 intervalos de tempo, e que se deslocam pelo menos $1000\,km$ (Hodges 1999). Estes parâmetros definidos permitem focar o estudo apenas nos sistemas em movimento, cujo impacto no clima é relevante. A estatística espacial é calculada a partir das trajetórias identificadas pelo modelo, usando os métodos esféricos de *kernel*, que calcula a estatística diretamente na esfera. Este método permite calcular a estatística independente da projeção (Hodges 1996).

Este modelo foi aplicado aos dados do campo da vorticidade relativa aos 850 hPa da reanálise ERA-Interim e, dos modelos EC-Earth e CCSM4. Dos resultados obtidos pelo modelo, são utilizados os que contêm a informação referente aos sistemas ciclónicos que duraram pelo menos 2 dias e, que se deslocaram mais de 1000 km. Os dados mensais são agrupados num único ficheiro de forma a produzir ficheiros sazonais (DJF, MAM, JJA e SON) para cada ano.

Numa primeira fase de análise, são calculadas as estatísticas para os períodos sazonais no Hemisfério Norte e Sul para Dezembro-Fevereiro (DJF), Março-Maio (MAM), Junho-Agosto (JJA) e Setembro-Novembro (SON) dos dados obtidos da reanálise e dos modelos. As estatísticas calculadas utilizam a metodologia acima descrita (secção 3.2). As estatísticas espaciais calculadas são as densidades de trajetórias e de ciclogénese e a intensidade média. A densidade de trajetória é calculada utilizando os pontos da trajetória de cada sistema, ou seja, corresponde ao número de sistemas que passam numa determinada área. A densidade da ciclogénese é definida pelo número de sistemas originados num dada região, sendo calculada a partir do ponto inicial de cada trajetória. Os cálculos são realizados para regiões com cerca de $10^6\ km^2$ (calote esférica com abertura de 5°). A intensidade média é obtida pelo quociente entre a média das intensidades e a densidade da trajetória para cada área definida. Esta última variável tem as unidades da vorticidade, s^{-1}.

Numa segunda fase de análise, e de modo a comparar os dois modelos com a reanálise de uma forma mais global, para cada hemisfério, é determinada a distribuição do número de tempestades por mês para cada estação em função da intensidade máxima atingida por cada tempestade ao longo do seu tempo de vida. Foram definidas sete regiões de interesse, de modo a avaliar o desempenho dos dois modelos globais relativamente à reanálise, para complementar a análise global. A análise regional é feita com base na distribuição do número de tempestades por estação em função da intensidade máxima de cada sistema ciclónico (não se apresenta).

No estudo do impacto do aquecimento global, são calculadas as estatísticas espaciais para os dois modelos globais, num clima futuro, utilizando o mesmo processamento da primeira fase de análise. As anomalias dos três parâmetros estatísticos são calculadas entre o clima futuro e o presente, para ambos os modelos globais nos períodos sazonais. De forma a analisar as diferenças globais e regionais, são comparadas as distribuições do número de tempestades por mês e por estação, respectivamente, em função da intensidade máxima dos sistemas, de ambos os climas em estudo.

3. AVALIAÇÃO GLOBAL DOS MODELOS

Na presente secção é apresentada uma avaliação e caracterização dos ciclones extratropicais, no clima presente, comparando os resultados da reanálise ERA-Interim, para o período de 1979-2002, com os de dois modelos globais, o EC-Earth e o CCSM4, ambos para o período de 1961-2000. Esta caracterização consiste na avaliação global dos modelos, com base numa análise de padrões espaciais das estatísticas calculadas, de histogramas de distribuição e dos respectivos indicadores de erro.

Na Figura 1 estão representadas as estatísticas espaciais, densidade de trajectória (à esquerda), intensidade média (no meio) e densidade de ciclogénese (à direita), para o Inverno no Hemisfério Norte (DJF), para a reanálise (em cima) e os dois modelos globais, EC-Earth (no meio) e CCSM4 (em baixo).

Existem regiões onde a densidade de trajectória é significativa, tais como o Atlântico Norte, Pacífico Norte, Sibéria, Mediterrâneo e Norte dos Estados Unidos/Canadá (Figura 1a). A densidade de trajectória é bastante pronunciada na região Noroeste do Pacífico Norte, estendendo-se para leste. No Mediterrâneo, as tempestades prolongam-se sobre o Médio Oriente. Sobre o Atlântico Norte, a densidade de trajectória é maior a Sul da Gronelândia e na costa leste do Canadá. Nos Oceanos Atlântico e Pacífico Norte, a intensidade média é elevada (Figura 1b), correspondendo a duas regiões com maior densidade de trajectória. Nestas duas áreas mencionadas, mais especificamente, na região a Sul da Gronelândia e Noroeste do Pacífico, as elevadas intensidades médias indicam uma importante contribuição dos vórtices transientes para o campo médio de larga-escala da vorticidade, associada aos centros de baixa pressão à superficie no Atlântico Norte (baixa da Islândia) e no Pacífico Norte (baixa das Aleutas) (Bengtsson et al., 2006). Nas restantes regiões mencionadas onde a densidade de trajectória é significativa, as intensidades médias dos sistemas são mais fracas. O padrão da densidade de ciclogénese (Figura 1c) mostra diversas regiões no HN onde se inicia este processo. Na América do Norte existem duas áreas onde a ciclogénese é pronunciada, uma no lado Este das Montanhas Rochosas e a outra situada nas Montanhas Rochosas Canadianas. A densidade de ciclogénese nestas regiões, Novo México, Colorado e Montanhas Rochosas Canadianas, é ligeiramente mais acentuada que na costa leste dos Estados Unidos. No continente asiático existem três áreas onde a ciclogénese é significativa, nas encostas orientais do Tibete, no Nordeste da China e a Este do Japão. Sobre o Mar Mediterrâneo e o Mar Cáspio, os valores também são significativos. O padrão da ciclogénese mostra um padrão heterogéneo em todo o hemisfério, mas com maior incidência pronunciada em determinadas áreas, indicando a importância do forçamento orográfico e dos fluxos de calor locais neste processo.

Os resultados dos modelos globais EC-Earth e CCSM4 estão representados nas Figuras 1d-f e 1g-i, respectivamente. Relativamente ao modelo EC-Earth, nas regiões do Atlântico e Pacífico Norte, e Sibéria, a densidade de trajectória é um pouco mais pronunciada (Figura 1d) relativamente à reanálise. As intensidades médias são ligeiramente mais elevadas no Pacífico Norte e um pouco mais fracas no Atlântico Norte (Figura 1e). O padrão da densidade de ciclogénese é idêntico exceptuando algumas diferenças existentes na região Sul da China e a Este do Japão (Figura 1f). Em relação ao modelo CCSM4, o padrão da densidade de trajectória (Figura 1g) e da intensidade média (Figura 1h) é idêntico, mas menos acentuado comparando com a ERA-Interim. A densidade de ciclogénese apresenta algumas diferenças, especialmente nas regiões da América do Norte, Mediterrâneo e Sibéria (Figura 1i). As regiões do Tibete e a Este do Japão mostram padrões idênticos de ciclogénese.

Em MAM (não se apresenta), o padrão da densidade de trajectória é semelhante ao representado em DJF, mas com menor densidade. No Nordeste da China e a Sul do Japão existe um ligeiro aumento no número de tempestades a atravessar estas regiões. Sobre o Atlântico e Pacífico Norte, os sistemas são mais intensos comparativamente com outras regiões onde a densidade de trajectória é significativa. As regiões de geração de tempestades são idênticas às observadas em DJF, com redução acentuada sobre o Mar Mediterrâneo e Este do Japão. O modelo global EC-Earth apresenta algumas diferenças relativamente à densidade de trajectória. As áreas com maior densidade são idênticas às identificadas na ERA-Interim, no entanto com um menor número de ocorrências, excepto na costa leste do Canadá. Os sistemas apresentam uma intensidade média menor comparativamente com a reanálise. O padrão da densidade de ciclogénese é bem representado. Relativamente ao modelo CCSM4, a densidade de trajectória apresenta um padrão semelhante à reanálise e ao EC-Earth. O padrão da intensidade média é idêntico, apesar das tempestades serem menos intensas. No Sul da China, a ciclogénese é mais pronunciada que na reanálise.

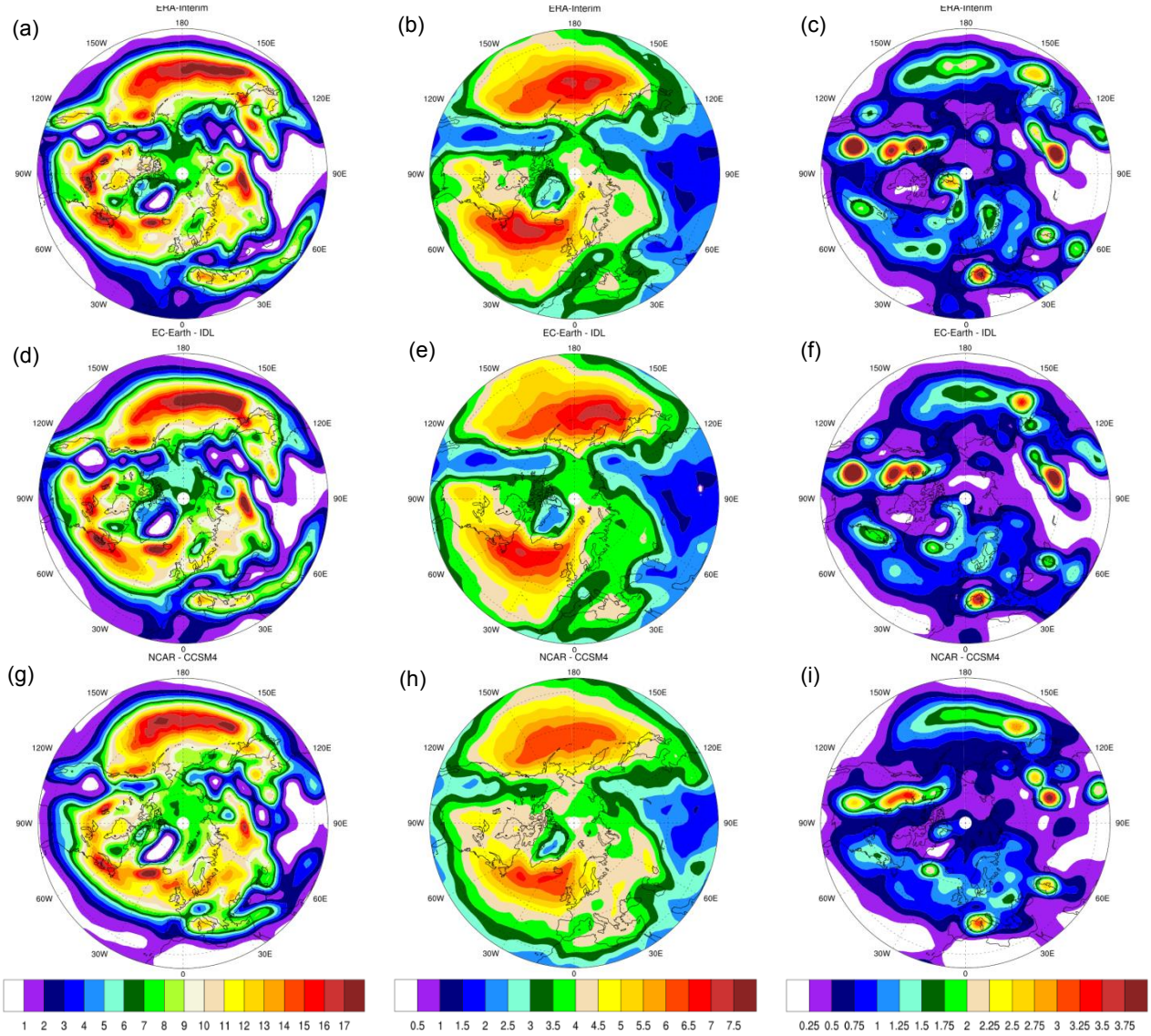


Figura 1* - Estatísticas de ciclones extratropicais para o Inverno do Hemisfério Norte (DJF), para ERA-Interim (1979-2002), EC-Earth e CCSM4 (1961-2000): (a, d, g) densidade de trajetória, (b, e, h) intensidade média e (c, f, i) densidade de ciclogénese da ERA-I, do EC-Earth e do CCSM4, respetivamente. A intensidade média está em unidades de $10^{-5}s^{-1}$. *(North Hemisphere DJF storm track statistics for ERA-Interim (1979-2002), EC-Earth and CCSM4 (1961-2000): (a, d, g) track density, (b, e, h) mean intensity and (c, f, i) cyclogenesis density for ERA-I, EC-Earth and CCSM4, respectively. Mean intensities are in units of $10^{-5}s^{-1}$.)

A estatística espacial no Verão do Hemisfério Norte (JJA) está representada na Figura 2. Na região extra-tropical, entre a costa leste do Canadá e a zona Sul da Gronelândia, o número de tempestades é significativo. Apesar do número de sistemas que atravessam o Sul do Japão ser pequeno, as intensidades médias são significativas (Figura 2b).

Os modelos globais, EC-Earth e CCSM4, mostram um padrão da densidade de trajectória na região tropical do Oceano Atlântico e Pacífico idêntico aos da ERA-Interim, com maior densidade no segundo modelo (Figuras 2d e 2g, respectivamente). Nas regiões onde ocorre o processo de ciclogénese, as densidades são idênticas relativamente à reanálise.

No Outono do Hemisfério Norte (SON), os resultados da estatística são idênticos a JJA (não se apresenta). Na região extratropical, o padrão da densidade de trajectória é idêntico ao padrão obtido em JJA, com uma intensificação do número de tempestades no Oceano Pacífico Este e a Nordeste do continente asiático. As regiões a Este do Japão e nos Oceanos Atlântico e Pacífico Norte (Figura 4b) têm valores de intensidade média elevados. As áreas com presença de ciclogénese em SON são menos intensas, exceptuando na região das Montanhas Rochosas e nas encostas orientais do Tibete (Figura 4c). Sobre o Mediterrâneo, a densidade de ciclogénese é significativa.

Os modelos EC-Earth e CCSM4 apresentam padrões idênticos relativamente à reanálise nos três parâmetros estatísticos. Em relação ao segundo modelo mencionado, a densidade de trajectória sobre o Atlântico Norte é mais intensa comparativamente à ERA-Interim. Os sistemas apresentam valores de intensidade média inferiores aos sistemas da reanálise. O padrão da densidade de ciclogénese nos modelos EC-Earth e CCSM4 é bastante semelhante ao da reanálise, apesar deste último apresentar densidades menores.

Em suma, o modelo EC-Earth é capaz de reproduzir as trajectórias das tempestades extratropicais e as suas propriedades, para todas as estações, apresentando uma boa concordância com a reanálise ERA-Interim no padrão espacial dos parâmetros estatísticos calculados.

Relativamente ao modelo global CCSM4, os resultados obtidos são capazes de reproduzir as trajectórias das tempestades extratropicais, em todas as estações, com uma boa concordância com a reanálise ERA-Interim. Em geral, na região extratropical, o padrão espacial da densidade de trajectória e da intensidade média é similar, embora menos intenso. Em relação ao parâmetro da densidade de ciclogénese, as diferenças são mais significativas.

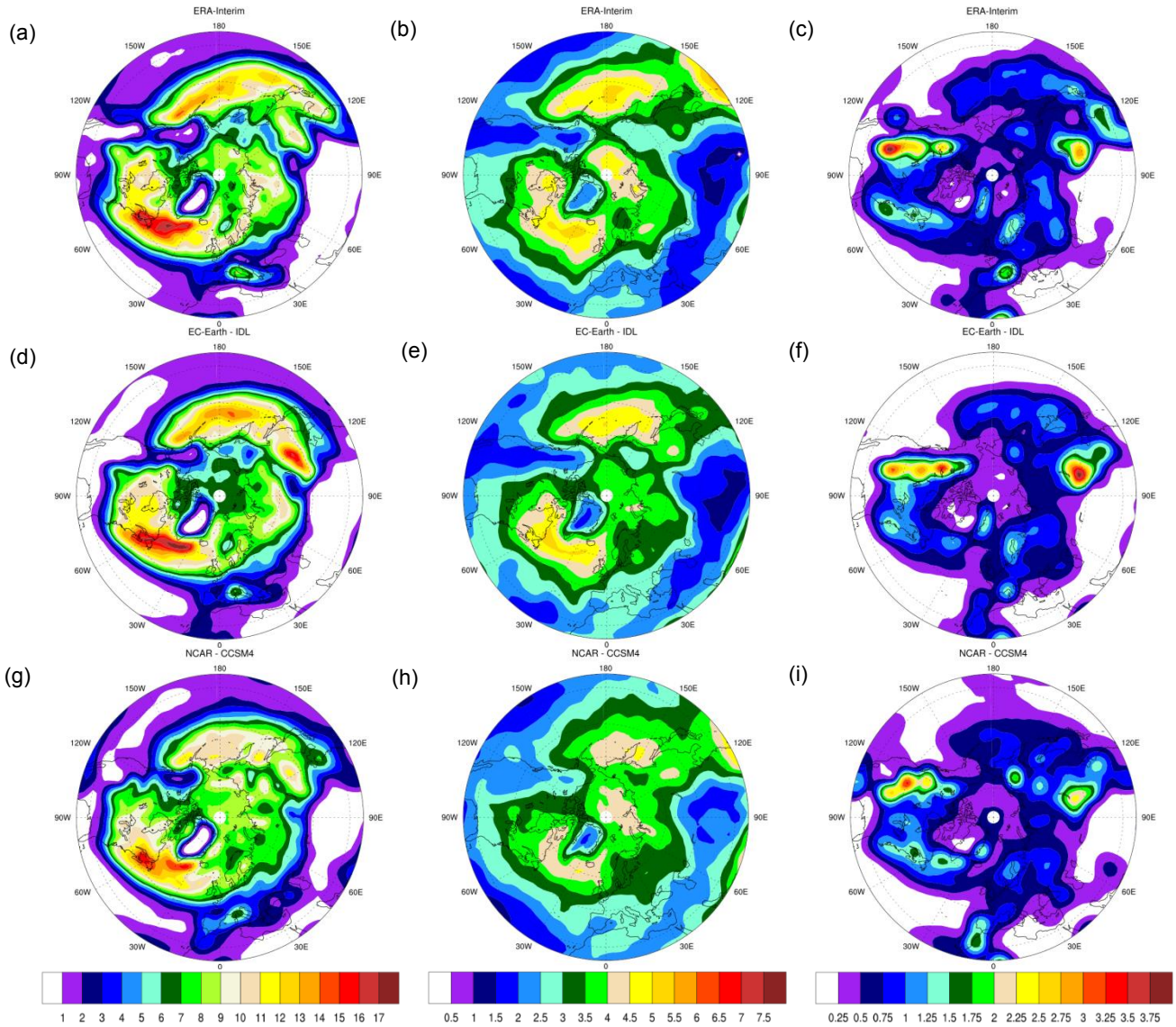


***Figura 2* - Estatísticas de ciclones extratropicais para o Verão do Hemisfério Norte (JJA), para ERA-Interim (1979-2002), EC-Earth e CCSM4 (1961-2000): (a, d, g) densidade de trajetória, (b, e, h) intensidade média e (c, f, i) densidade de ciclogénese da ERA-I, do EC-Earth e do CCSM4, respetivamente. A intensidade média está em unidades de $10^{-5}s^{-1}$. *(North Hemisphere JJA storm track statistics for ERA-Interim (1979-2002), EC-Earth and CCSM4 (1961-2000): (a, d, g) track density, (b, e, h) mean intensity and (c, f, i) cyclogenesis density for ERA-I, EC-Earth and CCSM4, respectively. Mean intensities are in units of* $10^{-5}s^{-1}$.)**

Na Figura 3, a distribuição do número de tempestades por mês e para DJF e JJA, está apresentada em função da sua intensidade máxima, obtida sobre o tempo de vida da tempestade. Em geral, existe uma boa concordância entre a reanálise e os dois modelos globais. No Inverno, o modelo CCSM4 mostra uma distribuição para intensidades máximas menores idêntica à da reanálise, enquanto o modelo EC-Earth apresenta um menor número de tempestades. Para intensidades máximas superiores a $12 \times 10^{-5}\ s^{-1}$, o modelo EC-Earth apresenta uma distribuição próxima da reanálise, e o CCSM4 subestima o número de sistemas em relação à reanálise. Nas outras estações, o número de sistemas mais fracos ($< 7 \times 10^{-5}\ s^{-1}$) é ligeiramente superior no modelo CCSM4 e inferior no EC-Earth, relativamente à ERA-Interim. Nos sistemas mais intensos, o número e a sua distribuição é praticamente idêntico entre reanálise e modelos.

De um modo geral, o modelo EC-Earth apresenta erros menores a nível espacial que o modelo CCSM4 (não se apresenta). O modelo CCSM4 mostra erros menores em JJA e maiores em DJF, relativamente ao EC-Earth. Pela análise das tabelas, o modelo EC-Earth apresenta uma caracterização dos ciclones extratropicais próxima da ERA-Interim, podendo ser considerado o melhor modelo.

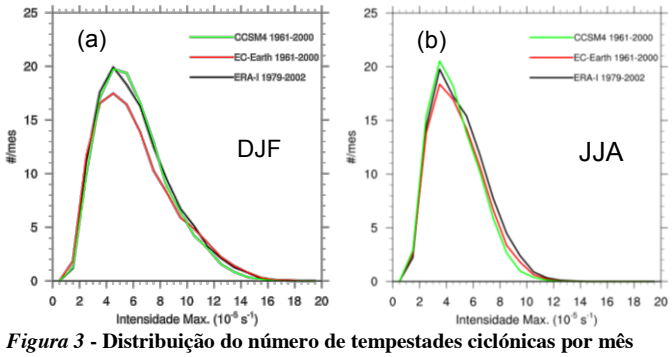


Figura 3* - Distribuição do número de tempestades ciclónicas por mês em função da sua intensidade máxima para a reanálise ERA-Interim e os dois modelos globais, EC-Earth e CCSM4, para o HN, entre os 30° e 90°*N*: (a) DJF e (b) JJA. *(Distributions of the number of cyclonic storms per month vs their maximum intensity for ERA-Interim and the two global models, EC-Earth and CCSM4, for the NH, poleward of 30°N: (a) DJF and (b) JJA.)

4. IMPACTO DO AQUECIMENTO GLOBAL

A validação dos dois modelos globais, a nível global e regional, e a caracterização dos ciclones extratropicais no clima

presente foi apresentada nas duas secções anteriores. Nesta secção é apresentada uma caracterização dos ciclones extratropicais, para um clima futuro, resultados dos dois modelos globais EC-Earth e CCSM4, ambos para o período 2061-2100 (21C), no cenário RCP8.5. Os resultados obtidos são comparados com a simulação de controlo dos mesmos modelos, para o período 1961-2000 (20C), de forma a avaliar o impacto do aquecimento global nos ciclones extratropicais.

Nas Figuras 4 e 5 encontram-se representadas as diferenças: na densidade de trajetória (esquerda); na intensidade média (meio); e na densidade de ciclogénese (direita), dos sistemas ciclónicos em DJF e JJA, respectivamente, no HN, para os dois modelos globais, EC-Earth (em cima) e CCSM4 (em baixo), entre os períodos 21C e 20C.

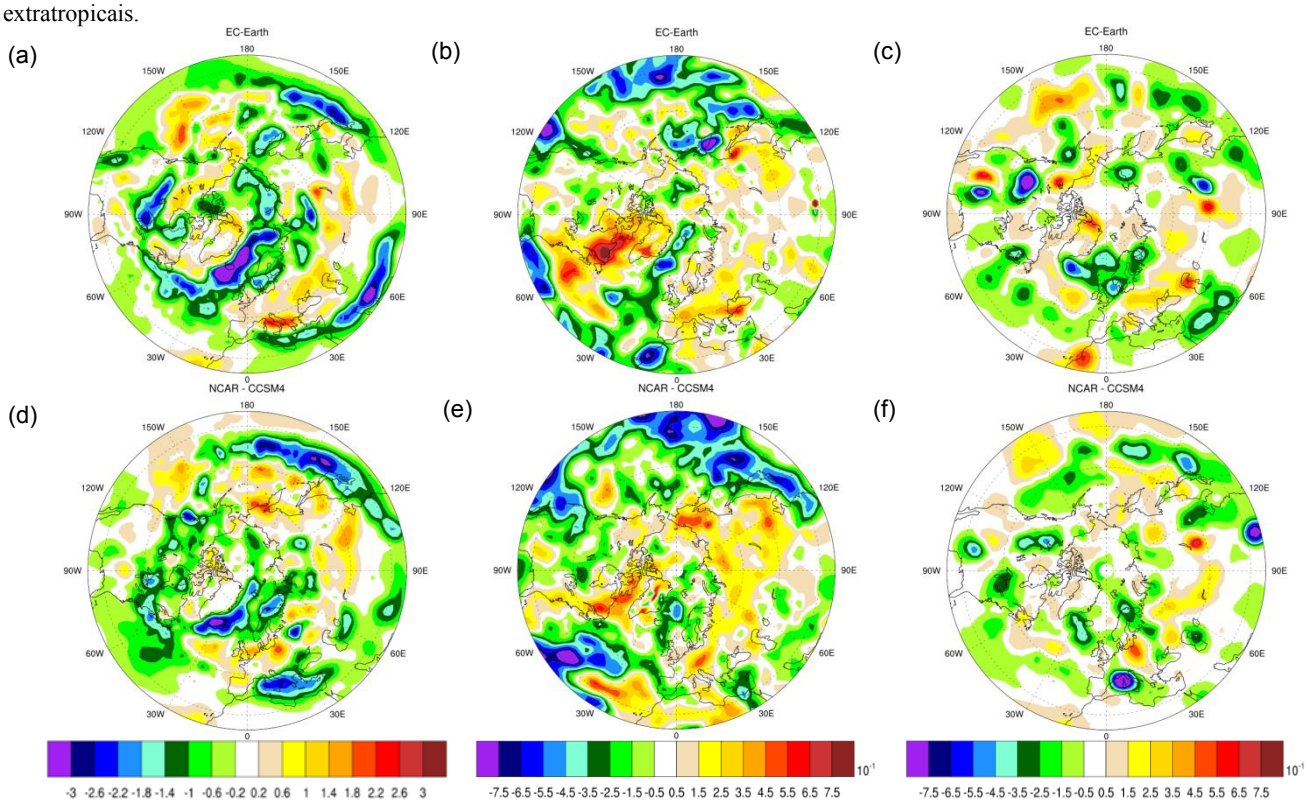


***Figura 4* - Anomalias das estatísticas de ciclones extratropicais para o Inverno do Hemisfério Norte (DJF), entre os períodos 21C (2061-2100) e 20C (1961-2000) para os modelos EC-Earth e CCSM4: (a, d) densidade de trajetória, (b, e) intensidade média e (c, f) densidade de ciclogénese do EC-Earth e do CCSM4, respetivamente. A anomalia da intensidade média está em unidades de $10^{-5}s^{-1}$. *(Anomalies in North Hemisphere DJF cyclone track statistics between the 21C (2061-2100) and 20C (1961-2000) for EC-Earth and CCSM4: (a, d) track density, (b, e) mean intensity and (c, f) cyclogenesis density for EC-Earth and CCSM4, respectively. Mean intensities differences are in units of* $10^{-5}s^{-1}$.**

Na anomalia da densidade de trajectória, em ambos os modelos (Figuras 4a e 4d) existe uma diminuição da densidade de trajectória das tempestades nas regiões de maior densidade no presente, em ambas as bacias oceânicas (Oceanos Atlântico e Pacífico Norte). Na região Este da Gronelândia, o número de sistemas diminui em ambos os modelos, ocorrendo em média menos 3 tempestades por mês. Na região da Sibéria e Escandinávia, existe uma redução de cerca de 1 tempestade por mês, que é notória nos dois modelos. Sobre as Ilhas Britânicas existe um ligeiro aumento na densidade de trajectória de aproximadamente 1 tempestade por mês no modelo CCSM4, ao passo que no modelo EC-Earth este aumento é mais reduzido, ocorrendo principalmente na região sul destas Ilhas. Sobre o Mar Mediterrâneo, o modelo CCSM4 mostra uma redução na densidade de cerca de 2 tempestades por mês. Nesta mesma região, o modelo EC-Earth apresenta uma redução na zona sul, em média menos 1 tempestade por mês, e um aumento médio de sensivelmente 2 sistemas por mês, na região norte. Contudo há uma diminuição do número desses sistemas quando nos aproximamos das regiões do Médio Oriente (Figuras 4a e 4d), visível em ambos os modelos. No Mar Mediterrâneo, os dois modelos não estão portanto em concordância. A anomalia da intensidade média (Figuras 4b e 4e) sobre o Atlântico Norte e Nordeste do Pacífico mostra um enfraquecimento das tempestades em ambos os modelos, que poderá resultar da redução na densidade de trajectória que ocorre nestas duas regiões. Sobre a região da Europa Central, existe um aumento na intensidade média dos sistemas. O aumento na intensidade média dos sistemas nesta região pode também estar relacionado com o aumento da densidade de sistemas na região. Sobre a região do Mediterrâneo existe um ligeiro enfraquecimento dos sistemas na região Este, mais pronunciada no modelo CCSM4, de cerca de $0.5 \times 10^{-5}\ s^{-1}$. Sobre a região central deste Mar, os modelos apresentam sinais contrários, o EC-Earth mostra um enfraquecimento enquanto o CCSM4 mostra um aumento na intensidade média de $|1.5| \times 10^{-5}\ s^{-1}$. Nas Montanhas Rochosas Canadianas existe uma redução da ocorrência do processo de ciclogénese, sendo esta redução mais evidente no modelo EC-Earth, de aproximadamente menos 0.75 tempestades que se formam em média por mês.

Na região extratropical do HN, sobre as duas bacias oceânicas (Oceano Atlântico e Pacífico) existe uma diminuição da densidade do número de ciclones nas latitudes extratropicais, em concordância com os resultados obtidos por Bengtsson et al. (2006) e Geng et al. (2003). Em DJF, na região Oeste da Europa, a anomalia da densidade de trajectória é positiva, o que indica um aumento no número de ciclones nesta região, num cenário de alterações climáticas, em concordância com diversos estudos (e.g. Geng and Sugi 2003; Pinto et al., 2007; Ulbrich et al., 2008). Segundo Bengtsson et al. (2009), este aumento pode estar relacionado com um aumento do gradiente da temperatura da superfície do mar entre os 40° e os $50°N$, na região central do Atlântico, implicando um aumento na baroclinicidade. Na região Oeste do Atlântico Norte existe uma redução do número de tempestades e da sua intensidade média (Colle et al., 2012).

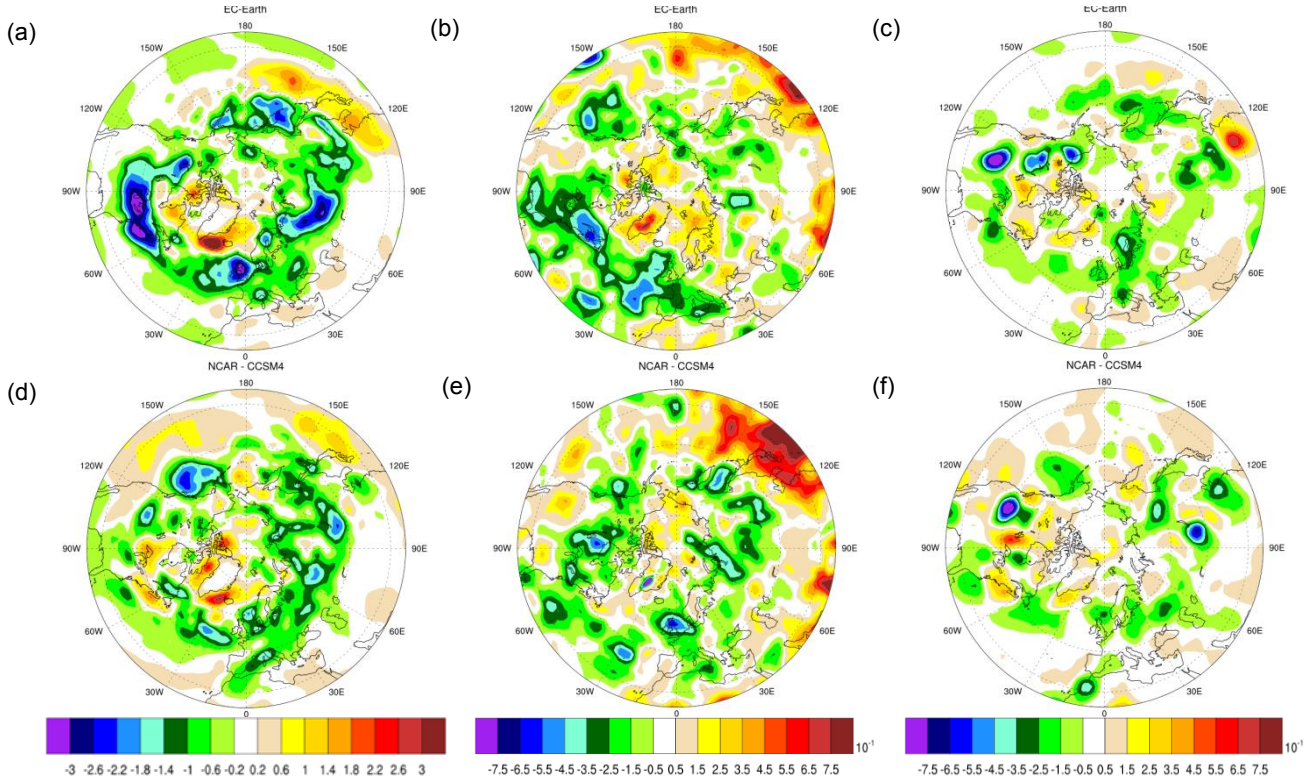


Figura 5* - Anomalias das estatísticas de ciclones extratropicais para o Verão do Hemisfério Norte (JJA), entre os períodos 21C (2061-2100) e 20C (1961-2000) para os modelos EC-Earth e CCSM4: (a, d) densidade de trajetória, (b, e) intensidade média e (c, f) densidade de ciclogénese do EC-Earth e do CCSM4, respectivamente. A anomalia da intensidade média está em unidades de $10^{-5}s^{-1}$. *(Anomalies in North Hemisphere JJA cyclone track statistics between the 21C (2061-2100) and 20C (1961-2000) for EC-Earth and CCSM4: (a, d) track density, (b, e) mean intensity and (c, f) cyclogenesis density for EC-Earth and CCSM4, respectively. Mean intensities differences are in units of $10^{-5}s^{-1}$.)

Em MAM (não se apresenta) existe uma redução do número de sistemas a Este da Gronelândia de sensivelmente menos 2 tempestades por mês, apesar da existência de um pequeno aumento na intensidade média de $+2.5 \times 10^{-5}\ s^{-1}$ na região sudoeste. Sobre as Ilhas Britânicas a densidade aumenta em média cerca de 1.5 tempestades por mês, sendo visível em ambos os modelos. Tal como em DJF, é visível uma diminuição na densidade de trajetória no Atlântico Norte e Pacífico Nordeste, nos dois modelos. Sobre o Mediterrâneo, o número de tempestades diminui (menos 1 tempestade por mês), bem como a sua intensidade média que apresenta uma redução de cerca de 25%, em ambos os modelos. Na costa leste dos Estados Unidos, os modelos mostram sinais contrários, o número de tempestades diminui em média 2 tempestades por mês no modelo EC-Earth, enquanto no modelo CCSM4 aumento em média 1 tempestade por mês. Sobre a costa nordeste da América do Norte, a intensidade média das tempestades aumenta aproximadamente 15%, em ambos os modelos. Na costa leste dos EUA, o modelo CCSM4 mostra uma redução na intensidade média dos sistemas de $-2.5 \times 10^{-5}\ s^{-1}$, não tão evidente no modelo EC-Earth. Sobre as encostas orientais do Tibete, existe uma deslocação Este-Oeste do processo de ciclogénese, e no Sul da China formam-se em média menos 0.7 tempestades por mês. Sobre o Mediterrâneo, este processo de formação de sistemas também diminui, sendo mais evidente no CCSM4 (menos 0.6 tempestades que se formam por mês). A diminuição do número de tempestades na região do Mediterrâneo pode estar relacionada com a redução da geração das mesmas.

Em JJA (Figura 5), na região a sudeste da Gronelândia, existe um aumento significativo do número de sistemas de entre 2 a 3 por mês. Em ambos os modelos, é visível um ligeiro deslocamento dos ciclones no Pacífico Noroeste na direção do polo e no Atlântico Norte para nordeste no sentido do polo. Este pequeno deslocamento dos ciclones na direcção dos pólos, com um ligeiro desvio para Este no Atlântico Norte, está em concordância com alguns estudos, e.g. Bengtsson et al. (2006), Ulbrich et al. (2009), Yin (2005). Sobre a Europa e Norte do continente Asiático (Figuras 5a e 5d), existe uma redução significativa do número de tempestades, entre menos 1 a 2 tempestades que ocorrem por mês, visível em ambos os modelos. Esta redução é mais evidente sobre a região da Sibéria e Ilhas Britânicas, de sensivelmente menos 3 no EC-Earth e de menos 1.5 no CCSM4. O modelo EC-Earth mostra uma redução significativa do número de sistemas (~ -3 tempestades) na região Este da América do Norte, enquanto o modelo CCSM4 mostra um pequeno aumento nessa mesma região ($\sim +1.5$ tempestades). Sobre o Mar Mediterrâneo e a Europa Ocidental existe uma redução na intensidade média dos sistemas, bem como na costa leste dos Estados Unidos, de aproximadamente menos $2.5 \times 10^{-5}\ s^{-1}$. Nas encostas orientais do Tibete e sobre as Montanhas Rochosas existe uma diminuição na densidade de ciclogénese.

Em SON (não se apresenta), em ambos os modelos, existe uma redução significativa no número de sistemas, em média menos 2.5 tempestades sobre a região Este da América do Norte, que se estende ao longo do Atlântico e Norte da Europa, e por consequência, uma diminuição na intensidade média de cerca de $3 \times 10^{-5}\ s^{-1}$, sendo mais pronunciada no modelo CCSM4. Sobre o Pacífico Nordeste, existe uma redução do número de tempestades entre 1 a 2 por mês, bem como das suas intensidades médias). Sobre o Mar Mediterrâneo e o Japão, a redução do número de tempestades (em média -1.4) e, por sua vez da intensidade média ($\sim -1.5 \times 10^{-5}\ s^{-1}$), é também significativa. O padrão da anomalia da densidade de trajetória e de ciclogénese, sobre os dois oceanos (Atlântico e Pacífico) é semelhante ao de JJA na região Este do Oceano Pacífico, mas menos pronunciado. Sobre o Mediterrâneo existe uma diminuição na ciclogénese, sendo mais evidente no modelo EC-Earth (menos 0.75 tempestades a formarem-se por mês).

Na Figura 6 está representada a distribuição do número de tempestades por mês em função da sua intensidade máxima para os dois modelos globais, nos dois períodos analisados, 20C (1961–

2000) e 21C (2061–2100), para DJF, MAM, JJA e SON. A distribuição é bastante semelhante entre os períodos para o modelo EC-Earth. O modelo CCSM4 mostra uma ligeira diminuição do número de tempestades com intensidades máximas entre 4 a $7 \times 10^{-5}\ s^{-1}$ de cerca de 15%, em DJF (Figura 6a). Em MAM (não se apresenta), o modelo CCSM4 apresenta uma diminuição do número de tempestades ao longo de toda a distribuição, sendo que entre as intensidades máximas 4 a $8 \times 10^{-5}\ s^{-1}$, a redução é de aproximadamente 30%. O número de tempestades com intensidades intermédias apresenta uma ligeira redução no modelo EC-Earth de cerca de 10%. Durante JJA (Figura 6b), o padrão da distribuição é idêntico no modelo CCSM4, não evidenciando diferenças significativas entre os dois períodos. Nesta estação do ano, o modelo EC-Earth mostra uma diminuição de sensivelmente 25% dos sistemas de intensidade máxima intermédia (Figura 6b). Em SON (não se apresenta), o modelo CCSM4 apresenta um padrão semelhante ao de MAM, com uma redução ao longo de toda a distribuição, sendo que a diminuição é de cerca de 30% nos sistemas com intensidades máximas intermédias. Nesta estação, o modelo EC-Earth apresenta uma redução de aproximadamente 15% dos sistemas de intensidades máximas intermédias. Em DJF e JJA, não é evidente um aumento do número de tempestades mais intensas, ao passo que em MAM e SON é evidente uma diminuição no CCSM4 na cauda de cerca de 35%.

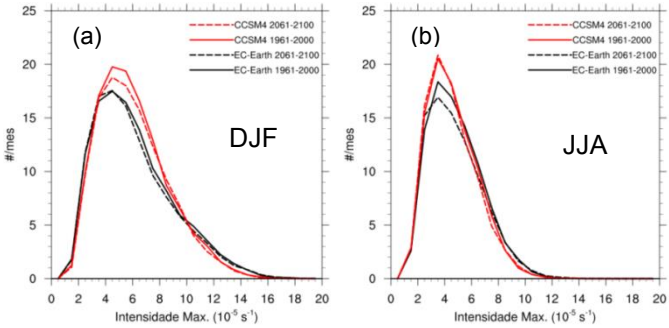


Figura 6* - Distribuição do número de tempestades ciclónicas por mês em função da sua intensidade máxima nos períodos 20C (–) e 21C (- -) para os dois modelos globais, EC-Earth (preto) e CCSM4 (vermelho), para o HN, entre os 30° e 90°*N*: (a) DJF e (b) JJA.** ***(Distributions of the number of cyclonic storms per month vs their maximum intensity for 20C (-) and 21C (--), for the two global models, EC-Earth (black) and CCSM4 (red), for the NH, poleward of 30°N: (a) DJF and (b) JJA.)

Tabela 1* - Média do número de tempestades por estação para as latitudes extratropicais no HN.** ***(Mean of the number of storms per season for NH extratropics.)

	EC-Earth			CCSM4			ERA-Interim
	$20C$	$21C$		$20C$	$21C$		1979 – 2002
DJF	366.25	352.35	−3.80%	377.88	361.03	**−4.67%**	393.83
MAM	349.28	336.73	−3.59%	367.55	354.98	−3.42%	369.38
JJA	280.40	265.90	**−5.17%**	287.60	283.73	−1.35%	306.92
SON	318.93	302.40	**−5.18%**	333.15	317.63	**−4.66%**	340.75

Tabela 2* - Média do número de tempestades por estação para as latitudes extratropicais no HN, para tempestades que excedem um valor de intensidade $> 8.0 \times 10^{-5}\ s^{-1}$.** ***(Mean of the number of storms per season for NH extratropics which exceeding na intensity value of $> 8.0 \times 10^{-5}\ s^{-1}$.)

	EC-Earth			CCSM4			ERA-Interim
	$20C$	$21C$		$20C$	$21C$		1979 – 2002
DJF	82.70	77.83	**−5.89%**	76.28	75.90	−0.50%	86.83
MAM	60.48	60.05	−0.71%	54.15	53.48	−1.24%	66.38
JJA	18.20	18.90	**3.85%**	12.85	14.10	**9.73%**	25.75
SON	59.93	57.88	−3.42%	55.43	51.53	**−7.04%**	69.67

Na Tabela 1 encontra-se sumarizado o número total de ciclones extratropicais que ocorreram, em média, nas quatros estações de acordo com a reanálise ERA-Interim e com as simulações dos dois modelos globais para o clima presente e futuro. Em geral, observa-se uma pequena redução do número de tempestades em todas as estações do ano no clima futuro. Na Tabela 2 encontra-se o número de ciclones extratropicais que atingiram um valor de intensidade superior a $8 \times 10^{-5}\ s^{-1}$. Relativamente aos sistemas mais intensos, observa-se uma redução em todas as estações, excepto em JJA, em que ambos os modelos apontam para um aumento, consistente com Geng et al. (2003), que é de cerca de 10% no CCSM4 e de 4% no EC-Earth. Sobre condições de alterações climáticas, o número de ciclones durante o Inverno apresenta uma redução a nível global (Tabela 1), no entanto em determinadas regiões, tais como as Ilhas Britânicas (Figura 4), o número de sistemas aumenta, em ambos os modelos em concordância com diversos estudos (e.g. Geng and Sugi 2003; Bengtsson et al., 2006; Leckebush et al., 2004; Pinto et al., 2007; Ulbrich et al., 2008; Ulbrich et al., 2009).

5. CONCLUSÕES

Este estudo teve como principal objetivo a avaliação e caracterização das trajetórias dos ciclones extratropicais no Hemisfério Norte, no clima presente e no clima futuro, de acordo com o cenário de alterações climáticas RCP8.5, de modo a estimar o impacto do aquecimento global nos ciclones do HN. A identificação e caracterização dos ciclones extratropicais foram efetuadas recorrendo à metodologia de *storm tracking* de Hodges (1994, 1995). Foi utilizada como variável de análise a vorticidade relativa aos 850 hPa a cada 6h. Este parâmetro foi utilizado para determinar as trajectórias dos ciclones através do modelo de *storm tracking* implementado. Foram calculadas três estatísticas espaciais, densidade de trajetórias, intensidade média e densidade de ciclogénese. Os dois modelos globais utilizados, EC-Earth e CCSM4 (1961 – 2000), foram posteriormente avaliados comparando os seus resultados com os da reanálise ERA-Interim (1979 – 2002). Posteriormente, de modo a aferir as transformações nessas propriedades num clima futuro compararam-se os resultados do futuro, e de acordo com as projeções dos modelos globais no período 2061 – 2100, com os do clima presente (1961 – 2000).

De um modo geral, ambos os modelos globais, EC-Earth e CCSM4, são capazes de reproduzir o padrão espacial dos parâmetros estatísticos calculados apresentando uma boa concordância com a reanálise ERA-Interim. Apesar do padrão espacial ser idêntico ao da reanálise nos dois modelos, o CCSM4 apresenta padrões da densidade de trajetória e da intensidade média menos intensos comparativamente aos do EC-Earth. Em relação ao parâmetro da densidade de ciclogénese, as diferenças espaciais são mais evidentes na região extratropical. Relativamente à distribuição do número de tempestades por mês em função da sua intensidade máxima durante o seu tempo de vida, ambos os modelos apresentam um bom ajuste em relação à reanálise. Para valores de intensidade máxima inferiores a $\sim 8 \times 10^{-5}\ s^{-1}$, o

modelo EC-Earth apresenta um menor número de sistemas e o modelo CCSM4 um maior número, relativamente à ERA-Interim.

Na distribuição global não são evidentes grandes diferenças entre a reanálise e os dois modelos, e por esse motivo foi determinada uma distribuição do número de tempestades por estação em função da sua intensidade máxima para sete regiões de especial interesse. As distribuições são semelhantes entre os modelos e a reanálise para a maioria das regiões. Nas latitudes extratropicais, a região do Mediterrâneo é bem representada pelo modelo EC-Earth em todas as estações do ano.

A partir do cálculo dos indicadores de erro entre os modelos e a reanálise verifica-se que, de um modo geral, o modelo EC-Earth é melhor que o CCSM4. O modelo EC-Earth apresenta valores de viés quase sempre negativos, exceto no parâmetro da intensidade média em DJF e MAM, o que indica que o modelo subestima a densidade de trajetória e de ciclogénese. O modelo CCSM4 genericamente sobrestima a densidade de trajetória e de ciclogénese e a intensidade média em todas as estações, exceto em DJF na densidade de ciclogénese. Relativamente à densidade de trajetória e à intensidade média, o modelo EC-Earth apresenta valores de erros inferiores aos do modelo CCSM4, sendo os coeficientes de correlação espacial acima de 0.90. Para a densidade de ciclogénese, o CCSM4 tem resultados de viés mais baixos em relação ao EC-Earth, mas em contrapartida os restantes indicadores de erro são maiores. O modelo EC-Earth tem uma representação mais aproximada da reanálise na intensidade média. A nível geral, o modelo EC-Earth apresenta uma boa representação dos ciclones extratropicais e das suas propriedades, o que é de esperar uma vez que a reanálise ERA-Interim e este modelo global são baseados no mesmo modelo de previsão do ECMWF (IFS).

Em resultado do aquecimento global, e no contexto do cenário RCP8.5, os modelos revelam algumas diferenças nas trajetórias dos ciclones extratropicais e das suas propriedades. A nível global, existe uma redução no número de tempestades entre o clima futuro e o presente, com maior relevância nas estações do Verão e Outono no EC-Earth, cerca de 5.20%, e no Inverno e Outono no CCSM4, cerca de 4.70%, na região extratropical (Tabela 1). A redução no número de ciclones extratropicais ocorre maioritariamente para intensidades máximas intermédias (Figura 6). Em MAM e SON, existe uma pequena diminuição do número de tempestades com intensidades máximas superiores a $8 \times 10^{-5}\ s^{-1}$. Em relação aos ciclones extratropicais com valores de intensidade superiores a $8 \times 10^{-5}\ s^{-1}$ existe um pequeno aumento em JJA, de cerca de 10% no CCSM4 e de 4% no EC-Earth (Tabela 2). É de salientar que ambos os modelos estão de acordo com os aumentos e diminuições do número de sistemas total e que atingem valores de intensidade superior a $8 \times 10^{-5}\ s^{-1}$, mas com valores distintos.

Nas duas bacias oceânicas (Atlântico e Pacífico Norte) existe um ligeiro sinal indicador de uma deslocação dos ciclones extratropicais na direcção do polo, em JJA. A região do Mediterrâneo apresenta um enfraquecimento nas trajectórias das tempestades e das intensidades médias. Este enfraquecimento ocorre em todas as estações sazonais, à excepção de JJA. Nas estações intermédias, nesta região, as diferenças são mais relevantes, chegando a diminuir em cerca de 30% o número de sistemas que ocorre por estação do ano. Sobre a Europa, em DJF, observa-se um pequeno aumento na densidade de trajectória, mas também na intensidade média, em especial na região Oeste da Europa. Em JJA, existe uma redução no número de sistemas, entre 1 a 2 tempestades por mês, e da sua intensidade média no continente europeu, mais acentuada sobre as Ilhas Britânicas. Sobre o continente asiático existe diferenças quer a nível da formação de ciclones mas também em termos da intensidade média das mesmas. Na costa leste dos Estados Unidos existe uma redução do número de sistemas, em especial em SON, de cerca de 2.5 tempestades por mês, em ambos os modelos. Nesta mesma região, em JJA, os dois modelos apresentam sinais contrários.

Neste estudo foi possível identificar algumas alterações no padrão médio espacial dos ciclones extratropicais a nível global e regional, em linha com outros estudos, em que em que pode destacar a redução generalizada dos ciclones extratropicais no HN, e um aumento do número de ciclones extratropicais mais intensos no Verão. Apesar da maioria dos estudos apontarem para a redução da baroclinicidade como causa fundamental da diminuição do número de ciclones, outros mecanismos devem ser considerados, como a maior humidificação da troposfera. No entanto, a real importância destes mecanismos está ainda longe de ser consensual, sendo necessários mais estudos para confirmar as conclusões obtidas pelas diversas investigações realizadas.

6. REFERÊNCIAS

Bengtsson, L., K. I. Hodges, e E. Roeckner, 2006: Storm Tracks and Climate Change, *J. Climate*, 19, 3518–3543.

Bengtsson, L., K. I. Hodges, M. Esch, N. Keenlyside, L. Kornblueh, J.-J. Luo e T. Yamagata, 2007: How may tropical cyclones change in a warmer climate?, Tellus, 59A, 539–561.

Bengtsson, L., K. I. Hodges, e N. Keenlyside, 2009: Will Extratropical Storms Intensify in a Warmer Climate?, *J. Climate*, 22, 2276–2301.

Berrisford P., D. Dee, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kalberg, S. Kobayashi e S. Uppala, 2009: The ERA-Interim Archive, ERA report series. 1. Technical report. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading.

Colle, B. A., Z. Zhang, K. A. Lombardo, E. Chang, P. Liu, M. Zhang e S. Hameed, 2012: Historical and Future Predictions of Eastern North America and Western Atlantic Extratropical Cyclones in CMIP5 During the Cool Season, *J. Climate*.

Geng, Q. e M. Sugi, 2003: Possible Change of Extratropical Cyclone Ectivity due to Enhanced Greenhouse Gases and Sulfate Aerosols – Study with a High-Resolution AGCM, J. Climate, 16, 2262–2274.

Gent, P. R., Danabasoglu, G., Donner, L. J., Holland, M. M., Hunke, E. C., Jayne, S. R., Lawrence, D. M., Neale, R. B. , Rasch, P. J., Vertenstein, M., Worley, P. H., Yang, Z. e Zhang, M., 2011: The Community Climate System Model Version 4, J. Climate, 24, 4973–4991.

Greeves, C. Z., V. D. Pope, R. A. Stratton, G. M. Martin, 2007: Representation of Northern Hemisphere winter storm tracks in climate models, *Climate Dyn*., 28, 683–702.

Haarsma, R. J., W. Hazeleger, C. Severijns, H. de Vries, A. Sterl, R. Bintanja, G. J. van Oldenborgh e H. W. van den Brink, 2013: More hurricanes to hit Western Europe due to global warming, *Amer. Geophys. Union*, doi: 10.1002/grl.50360.

Hanley, J e R. Caballero, 2012: The role of large-scale atmospheric flow and Rossby wave breaking in the evolution of extreme windstorms over Europe, *Geophys. Res. Lett*., 39, L21708.

Hazeleger, W., C. Severijns, T. Semmler, S. Stefanescu, S. Yang, X. Wang, K. Wyser, E. Dutra, R. Bintanja, B. van den Hurk, T. van Noije, F. Selten e A. Sterl, 2010: EC-Earth: A Seamless Earth-System Prediction Approach in Action, *Bull. Amer. Meteor. Soc*., 91, 1357–1363.

Hodges, K. I., 1994: A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Mon. Wea. Rev*., 122, 2573–2586.

Hodges, K. I., 1995: Feature tracking on the unit sphere. *Mon. Wea. Rev*., 123, 3458–3465.

Hodges, K. I., 1996: Spherical nonparametric estimators applied to the UGAMP model integration for AMIP. *Mon. Wea. Rev*., 124, 2914–2932.

Hodges, K. I., 1999: Adaptive constraints for feature tracking. *Mon. Wea. Rev*., 127, 1362–1373.

Hoskins, B. J., e K. I. Hodges, 2002: New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks, *J. Atmos. Sci*, 59, 1041–1061.

Leckebusch, G. C. e U. Ulbrich, 2004: On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change, Global Planet. Change, 44, 181–193.

Mizuta, R., M. Matsueda, H. Endo e S. Yukimoto, 2011: Future Change in Extratropical Cyclones Associated with Change in the Upper Troposphere, *J. Climate*, 24, 6456–6470.

Pinto, J. G., Ulbrich, U., Leckebusch, G. C., Spangehl, T., Reyers, M. e Zacharias, S., 2007: Changes in storm track and cyclone activity in the three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM, *Clim. Dyn*., 29, 195–210.

Ulbrich, U., G. C. Leckebusch, e J. G. Pinto, 2009: Extra-tropical cyclones in the present and future climate: A review. *Theor. Appl. Climatol*., 96, 117–131.

Ulbrich, U., J. G. Pinto, H. Kupfer, G. C. Leckebusch, T. Spangehl e M. Reyers, 2008: Changing Northern Hemisphere Storm Tracks in an Ensemble of IPCC Climate Change Simulations, *J. Climate*, doi: 10.1175/2007JCLI1992.1

Yin, J. H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate, *Geophys*. *Res*. *Lett*., 32, L18701, doi:10.1029/2005GL023684.

Zhang, Y., e W.-C. Wang, 1997: Model-simulated northern winter cyclone and anticyclone activity under a greenhouse warming scenario. *J*. *Climate*, 10, 1616–1634.

Predictabilidade das previsões numéricas em Portugal Continental
Predictability of the numeric forecast in Continental Portugal

S. Bartolomeu [(1)], A. Rocha [(2)] e T. Luna [(3)]
[(1)] Departmento de Física, Universidade de Aveiro, Campus de Santiago, 3810-193, Aveiro, Portugal, sofiabartolomeu@ua.pt
[(2)]Departmento de Física, CESAM, Universidade de Aveiro, Campus Universitário de Santiago 3810-193 Aveiro, Portugal, alfredo.rocha@ua.pt
[(3)]IDAD - Instituto do Ambiente e Desenvolvimento, Campos Universitário de Santiago 3810-193, Aveiro, tiagoluna@ua.pt

SUMMARY

Forecasts using mesoscale models have been applied in several areas representing realistically the atmospheric parameters. University of Aveiro performs forecasts for Portugal using weather stations located in wind parks all around the country, primarily for a three days period prevision further extended to seven days. This time increment allows the prediction of the wind speed and therefore allows the calculation, seven days in advance of the wind energy that it is capable of generating. However, the quality of such forecast was not taken into account. This work contributed in this regard, evaluating the predictability of the WRF model and the quality of the prediction of the wind speed energy production for 87 wind parks spread over the north and centre of Portugal. Monthly and spatially statistical measures (Viés, RMSE, STDE and decomposition of RMSE) were calculated for the prediction between 1st of November of 2011and 9th of March of 2011. For January, the forecasts are useful up to the sixth day; for November until the fifth day; for February and December until the fourth day and finally for March until the third day (considering the forecasts until the day which R decays for 0.6). These statistical measures were also calculated spatially for the country, considering the data from each station. In general, the largest errors are located in "Beira Alta" and the best predictions are near to the coast. They must be considered until the fifth day for the majority of the stations distributed across the country. The evaluation of all the calculated parameters allows to conclude that the model used, WRF, provides good quality in the predictions of the wind intensity.

1. INTRODUÇÃO

A previsão numérica do tempo é uma atividade científica da meteorologia relativamente recente, que utiliza o potencial de cálculo dos computadores para criar uma estimativa do estado futuro da atmosfera recorrendo a modelos de previsão. Estes modelos recorrem às Leis da Física, expressas matematicamente e que caracterizam o comportamento hidrodinâmico da atmosfera. Os seus resultados constituem a designada "previsão" que são influenciados pelas condições iniciais e condições fronteira impostas no modelo numérico.

Para o cálculo das previsões, são programados códigos informáticos de grande complexidade que permitem a previsão para diversas variáveis entre as quais: a temperatura, a pressão atmosférica, o vento e a precipitação. Estes resultados são posteriormente comparados com observações, de forma a validar os resultados e melhorar o modelo para obter uma previsão mais aproximada do estado real do tempo.

Associadas às previsões existem incertezas que advêm: do conhecimento do estado inicial da atmosfera (induzindo erros na análise relacionado com a teoria do caos); das aproximações aplicadas às equações e discretização espaço-temporal (aproximações nos modelos, condicionadas pela capacidade dos computadores utilizados - erros introduzidos nos modelos) e do desconhecimento da Física de alguns fenómenos (como por exemplo a turbulência). Os erros, independentemente da sua natureza e do seu tamanho, tendem a acumular-se com o tempo, induzindo erros nas previsões. Desta forma, todos os modelos contêm erros que influenciam as previsões realizadas.

De acordo com Richardson (2002), os pequenos erros nas condições iniciais e a aproximada representação dos processos atmosféricos num modelo numérico são as principais fontes para os erros nas previsões. Estes dois fatores de incerteza limitam a qualidade das precisões. Enquanto as incertezas em determinados instantes podem conduzir a grandes alterações nas previsões, existem situações em que esse impacto é menos significativo e os erros nas condições inicial pouco alteram a previsão. Esta variação de caso para caso na predictabilidade é mostrada pelo sistema "borboleta" do atractor de Lorenz (Lorenz, 1963), que mostra a evolução dos conjuntos dos pontos iniciais. Quando o estado é previsível, os pequenos erros não conduzem a grandes impactos na previsão. Caso contrário, quando a situação é imprevisível, as previsões apresentam um menor grau de confiança. De acordo com Lorenz (1965, 1969), o tempo necessário para que os erros comparáveis a erros de observação na atmosfera crescerem até erros intoleráveis é fortemente dependente do padrão de circulação de corrente, e varia desde alguns dias até algumas semanas.

O *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) foi o pioneiro na criação de um sistema de previsão que prove a confiança das previsões. Este sistema está operacional desde 1992 e é designado *Ensemble Prediction System* (EPS[1]). O princípio básico da probabilidade da previsão de Ensemble consiste em fazer não apenas uma única previsão que usa o melhor palpite para condição inicial, mas sim para uma série de previsões adicionais utilizando condições iniciais com pequenas perturbações (50 previsões). Esta técnica proporciona uma estimativa da incerteza associada às previsões a partir de um determinado conjunto de condições iniciais compatíveis com erros de observação. O sistema é confiável quando a realidade se insere dentro da faixa prevista.

Devido ao constante desenvolvimento e aperfeiçoamento dos modelos numéricos, assistiu-se a uma forte evolução nas previsões nas últimas décadas. Tal foi possível pelos inúmeros testes que são feitos aos modelos por forma a um melhor ajuste do estado do tempo (p. ex., alterando as parametrizações).

Uma previsão numérica é alterada consoante o horizonte de previsão devido às razões indicadas, e é então expectável que quanto menor for o intervalo de tempo de previsão, melhor seja a previsão. O erro das previsões varia consoante a variável atmosférica mas também com as caraterísticas do local, se é urbano ou rural, mas também em latitude, por exemplo os resultados são diferentes do hemisfério Norte para o hemisfério Sul.

Shapiro e Thorpe (2004) mostraram a evolução da predictabilidade das previsões para a altura geopotencial aos 500 hPa, para previsões de três, cinco e sete dias. Verificaram um aumento do coeficiente de correlação desde 1981 para os dias das previsões analisadas. Além disso, é também visível uma diminuição da diferença entre o coeficiente de correlação

[1] http://www.ecmwf.int/about/corporate_brochure/leaflets/EPS_2011.pdf

correspondente ao hemisfério Norte e Sul, de tal forma que para o ano mais atual, o coeficiente de correlação é semelhante para ambos os hemisférios.

As análises mais recentes disponíveis no ECMWF[2] para a altura do geopotencial aos 500 hPa, revelam um coeficiente de correlação de 0.98 para previsão para 3 dias; 0.91 para previsões 5 dias e 0.75 para previsões de 7 dias (resultados referentes a 2013). A partir de 1995 são apresentados também coeficientes de correlação para previsões a 10 dias que para 2013 é próximo dos 0.45 (valores aproximados por visualização gráfica).

Previsões até pelo menos dez dias são tão boas quanto as previsões atuais para sete dias parecem ser possíveis (Lorenz, 1982).

Mais recente, Lynch (2010) refere que tem sido ganho um dia de previsão por década e que até 2010 as previsões foram feitas com 10 dias de precisão. Os valores de previsão são considerados até ao dia em que o coeficiente de correlação decai para os 0.6 (valor de referência, em Holton (2004)). Em média e atualmente, o coeficiente de correlação decai para este valor a partir do oitavo dia. Em Fevereiro de 2010, atingiu-se o referido valor no décimo dia de previsão, para o hemisfério Norte, que se tornou histórico, para a altura do geopotencial aos 500 hPa.

Segundo Drobinski (2011), é visível um melhoramento das previsões nos últimos anos, que varia com o parâmetro meteorológico, p. ex. (para resultados entre 1995-2011), a média diária da temperatura, a temperatura mínima e máxima, intensidade e direção do vento tiveram um melhoramento entre os 40-50%, por outro lado, as melhorias a nível das tempestades e da precipitação são inferiores a 10%. Este autor refere ainda a importância das previsões é a análise visual das condições iniciais e a produção de novas condições iniciais.

De acordo com Shukla et al. (2005), os maiores obstáculos à realização do potencial de previsão do tempo e do clima são: modelos inadequados e observações insuficientes (e não um limite de predictabilidade intrínseco). Desde a década de oitenta, a maioria das melhorias na capacidade previsão do tempo surgiram devido a melhorias em modelos e técnicas de assimilação (Shukla et al., 2005).

O WRF é um exemplo de um modelo numérico que ao longo dos anos têm vindo a melhorar as suas previsões, através de análises e testes de sensibilidade. Em particular, Ferreira (2007) realizou testes de sensibilidade com o sistema de modelação numérica do tempo WRF para Portugal. Consistiu em fazer variar certas opções dos esquemas físicos do WRF-ARW, versão 2.2, comparando as previsões resultantes com um conjunto de observações locais de variáveis atmosféricas de superfície que permitiu avaliar quais os melhores esquemas a utilizar para Portugal.

O grupo de Meteorologia e Climatologia da Universidade de Aveiro (Departamento de Física) desenvolve investigação em meteorologia e clima, em particular modelação numérica da atmosfera e variabilidade climática da Universidade de Aveiro. Recorrendo ao modelo WRF são realizadas previsões numéricas com um horizonte de sete dias desde 2011 (anteriormente o horizonte era de três dias) para diferentes variáveis (p. ex., temperatura, precipitação total, vento, nuvens nevoeiro, humidade relativa). Para o vento são previstos valores da intensidade e direção, sendo essencialmente sobre o primeiro que se centra o presente trabalho. Pela sua importância para a previsão de produção de energia eólica nos parques eólicos localizados em Portugal Continental, torna-se fundamental realizar estudos de forma a prever o quão rentável será o parque construído e estimar a quantidade de energia que pode ser produzida a partir das previsões feitas para um dado local. Numa altura em que as alterações climáticas estão no ordem do dia, é necessário recorrer à obtenção de energia de forma mais ecológica e este é um método de gerar energia simples e rentável ao longo do tempo, que vai adquirindo cada vez maior aderência. Neste sentido, quanto melhor as previsões de ajustarem das observações, com mais rigor é feita também a previsão da energia eólica que pode ser produzida.

O presente trabalho incide na avaliação da qualidade da previsão do vento para a produção de energia eólica e assim estudar a predictabilidade do modelo WRF para Portugal Continental. Para tal, serão utilizados dados de várias estações que se localizam principalmente na região norte e centro de Portugal.

2. DADOS E MODELO NUMÉRICO

Para a realização das simulações foi utilizado o modelo WRF, Versão 3. Este é um modelo de previsão e simulação numérica do tempo idealizado para a investigação e aplicações operacionais na mesoescala (Skamarock, 2008) que foi instalado e tornado operacional pelo Clim@UA[3].

As condições iniciais e de fronteira utilizadas pelo modelo WRF foram obtidas a partir do modelo global de previsão de tempo *Global Forecasting System* (GFS[4]), atuando com uma resolução horizontal de 0.5º em latitude e longitude.

O modelo apresenta opções físicas que se dividem em cinco categorias: microfísica, parametrização de cúmulos, camada limite planetária, modelo da superfície terrestre e radiação. Cada categoria tem vários parâmetros e foi selecionado um conjunto de parametrizações de modo a dar os melhores resultados para o caso em estudo (Ferreira, 2007). Assim, foram utilizados os seguintes esquemas de parametrização: esquema WRF *Single-Moment 6-class* para a microfísica (Hong e Lim, 2006); esquema *Grell-Devenyi ensemble* (Grell e Devenyi, 2002) para a parametrização de cúmulos; esquema *Yonsei University* (YSU) para a camada limite planetária (Hong et al., 2006); esquema *Monin-Obukhov* para a camada de superfície (Monin e Obukhov, 1954); *Noah Land-Surface Model* para o modelo de superfície de solo (Chen e Dudhia., 2001); esquema *Rapid Radiative Transfer Model* (RRTM) para radiação de longo comprimento de onda (Mlawer et al., 1997); e esquema *Dudhia* para a radiação de curto comprimento de onda (Dudhia, 1989).

A variável de interesse, das simulações feitas (realizadas pelo Clim@UA), é a intensidade do vento. Teve-se em consideração apenas o domínio com a maior resolução de malha, que cobre a totalidade de Portugal Continental com uma resolução horizontal de 5 km. Posteriormente foram analisadas as previsões para as coordenadas de 87 estações localizadas nos parques eólicos (Tabela 1), maioritariamente distribuídas pelo norte e centro do país, com apenas duas estações no sul (Figura 1). Cada uma destas previsões apresenta um horizonte temporal de sete dias e para uma altitude de 10 metros, pela importância nos parques eólicos e porque a este nível a superfície está livre de obstáculos.

A análise engloba o período entre 1 de Novembro de 2010, data em que começaram a ser extraídas previsões para sete dias, e o dia 9 de Março de 2011, um total de 129 dias.

Cada previsão é repetida seis horas após a última, ou seja, existem quatro previsões por dia (516 previsões totais). Cada uma destas previsões tem uma cadência de 15 minutos, para cada estação. Dada a elevada quantidade de dados, foram filtradas as previsões selecionando apenas as intensidades do vento dos instantes: 00h, 06h, 12h e 18h.

Uma previsão de sete dias que começa às 00h de um dia termina às 00h do oitavo dia. Assim, a previsão completa para um dado instante de tempo contêm 29 previsões da intensidade do vento, apresentando diferentes desfasamentos entre as "observações" e previsões: *lag* 0, *lag* 6, *lag* 12, *lag* 18, *lag* 24, *lag* 30, *lag* 36, *lag* 42, *lag* 48, *lag* 54, *lag* 60, *lag* 66, *lag* 72, *lag* 78, *lag* 84, *lag* 90, *lag* 96, *lag* 102, *lag* 108, *lag* 114, *lag* 120, *lag* 126, *lag* 132, *lag* 138, *lag* 144, *lag* 150, *lag* 156, *lag* 162 e *lag* 168.

[2] http://www.ecmwf.int/products/forecasts/d/charts/medium/verification/timeseries/ccafadrian/

[3] http://climetua.fis.ua.pt

[4] http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/global-forcast-system-gfs

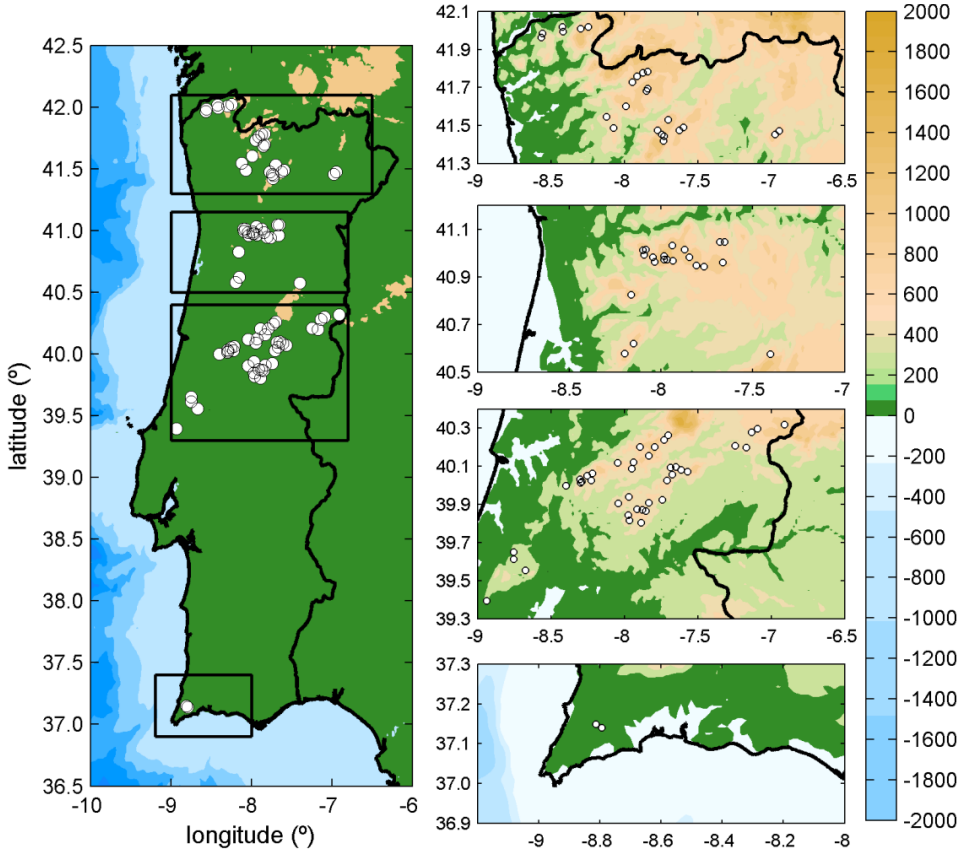


Figura 1 **– Topografia (escala a cores, em metros) e localização (marcas brancas) das estações nos parques eólicos para as quais foram realizadas as previsões da intensidade do vento, aos 10 metros e para um horizonte de sete dias. Valores da batimetria retirados do endereço http://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/wcs-client/.** ***(Topography (color scale in meters) and location (white markings) of the stations in wind parks where the forecasts of wind intensity were performed at 10 meters and with a horizon of seven days. The bathymetry values were taken from http://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/wcs-client/).***

Tabela 1 **- Coordenadas das estações localizadas nos parques eólicos (sinalizadas na Figura 1). (*Coordinates of stations located in wind parks (marked in Figure 1)).***

Estação	Lat. (º)	Lon. (º)	Z (m)	Estação	Lat. (º)	Lon. (º)	Z (m)	Estação	Lat. (º)	Lon. (º)	Z (m)
altasdefafe	41.4896	-8.0756	67	caselho	40.6213	-8.1504	65	penamacor1	40.2074	-7.2454	78
altasdefafe2	41.5478	-8.1239	67	chaofalcao	39.6135	-8.7560	80	penamacor2	40.2006	-7.1709	80
altodoarganil	40.2028	-7.7942	85	chaofalcao2	39.6515	-8.7538	80	penamacor3a	40.2809	-7.1347	78
altodocorisco	42.0195	-8.2449	68	chaofalcao3	39.5563	-8.6743	80	penamacor3b	40.2991	-7.0945	80
altodotalefe	40.9881	-7.9827	64.7	cigarrelho	40.0582	-7.6739	78	picao	40.9673	-7.9367	78
alvao1	41.4459	-7.7286	65	contim	41.7783	-7.8746	85	picoto	41.9835	-8.5593	68
alvao2	41.4757	-7.7753	65	fachocolmeia	41.7858	-7.8416	85	pinheiro	40.9735	-7.9853	65
alvelos	39.9400	-7.9716	80	fontedaquelha	41.0116	-8.1006	64.7	proenca	39.8062	-7.8880	65
alvoaca1	40.2400	-7.7315	64	fundeiro	39.8178	-7.9654	65	rendeiro	39.8465	-7.9721	79
alvoaca2	40.2634	-7.7020	64	furnas	39.8663	-7.8533	65	ribabelide	41.0151	-7.8727	78
arada	40.8264	-8.1626	78	lagoadjoaofeirao	41.0334	-7.9387	78	sabugal	40.3200	-6.9087	80
armamar1	41.0474	-7.6812	85	lameira	40.9623	-8.0341	60	salgueirosguilhado	41.4909	-7.5994	85
armamar2	41.0464	-7.6555	85	leomil	40.9605	-7.6626	80	santoantonio	42.0084	-8.2993	68
aroucasilva	40.1571	-7.8336	80	lombadovale	41.6026	-7.9896	80	saosilvestre	41.9628	-8.5679	78
aveloso	41.0145	-8.0829	78	lousa2a	40.0283	-8.2276	80	seladolinho	39.8772	-7.9142	65
baraosjoao1	37.1492	-8.8129	80	lousa2b	40.0630	-8.2199	80	serraalvao1	41.4202	-7.7357	67
baraosjoao2	37.1409	-8.7939	80	malhadizes	40.0149	-8.2975	65	serraalvao2	41.4554	-7.7465	67
bezerreira	40.5794	-8.1988	65	mastro	40.0727	-7.5683	78	serrabarroso2	41.6962	-7.8423	85
bornes1	41.4737	-6.9454	80	maunca	40.0983	-7.6491	78	serrabarroso3	41.6830	-7.8506	85
bornes2	41.4561	-6.9736	80	mendoiro	41.9956	-8.4179	68	sjoao1	40.0223	-8.2892	70
bravo	39.9063	-8.0430	85	moeda	40.0835	-7.6137	78	sjoao2	39.9994	-8.3986	70
burrela	40.2025	-7.8934	80	montalegre1	41.7301	-7.9473	85	spedro	40.9941	-8.0923	65
bustavade	42.0177	-8.4231	68	montalegre2	41.7616	-7.9137	85	testos	40.9825	-7.8468	85
cabecorainha	39.8731	-7.8785	85	moradal	39.9241	-7.7427	79	toitadecabelos	40.0886	-7.9496	80
cabril	40.9833	-8.0453	65	mougueiras	39.9087	-7.8352	85	trandeiras	41.5313	-7.7038	60
cadafaz	40.1209	-8.0467	85	mourisca	40.9481	-7.8069	67	videmonte	40.5774	-7.4034	67
calto	40.0946	-7.6852	78	nave	40.9434	-7.7666	67	vilanova2a	40.0531	-8.2555	85
candeeiros	39.3967	-8.9384	80	negreloguilhado	41.4764	-7.6253	85	vilanova2b	40.0332	-8.3029	85
carvalhosa	40.9739	-7.9682	78	pampilhosaserra	40.1229	-7.9367	80	zibreiro	40.0285	-7.7096	78

Para a análise dos resultados foram calculadas as seguintes medidas de erros, em que $(F_n - A_n)$ corresponde ao desvio entre um dado de intensidade previsto algum tempo antes, F_n, com o dado de intensidade da previsão para o instante em análise ("a teoricamente observada"), A_n; a incógnita n é o número de verificações.

O *Viés* e *RMSE* são erros médios que mostram o afastamento entre as previsões e "observações" e são expressas por:

$$Viés = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(F_n - A_n) \quad (1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(F_n - A_n)^2} \quad (2)$$

E o *STDE* que relaciona ambas estas medidas é dada por:

$$STDE = \sqrt{Viés^2 + RMSE^2} \quad (3)$$

O coeficiente de correlação e os desvios padrão para as previsões e as "observações", respetivamente:

$$R = \frac{1}{n}.\sum_{n=1}^{N}\frac{(F_n - \overline{F}).(A_n - \overline{A})}{\sigma_f \sigma_a} \quad (4)$$

$$\sigma_f{}^2 = \frac{1}{n}.\sum_{n=1}^{N}(F_n - \overline{F})^2 \quad (5)$$

$$\sigma_a{}^2 = \frac{1}{n}.\sum_{n=1}^{N}(A_n - \overline{A})^2 \quad (6)$$

A análise dos resultados foi dividida em duas partes (Tabela 2):

- **Análise mensal**: foram incluídos os resultados de todas as estações e feita a analise por *lag* e por cada um dos meses inseridos na análise (Novembro, Dezembro, Janeiro, Fevereiro e Março);

- **Análise espacial**: foram incluídos os resultados para todo o período de análise (as previsões para todos os meses) e feita a analise por *lag* e por estação.

Ao longo de todo o período de análise houve ainda falhas de dados. A Tabela 2 indica o número de dados utilizados para cada uma das análises. Notar que o número de amostras para cada uma das estações (na análise espacial) é igual, uma vez que a falha de dados quando ocorre é no tempo.

Tabela 2* – Número total de dados utilizados na análise mensal e espacial. *(Total number of samples for the monthly and spatial analysis).

lag	Estação	Nov.	Dez.	Jan.	Fev.	Mar.
6	494	10648	11102	10647	9464	3094
12	491	10557	11102	10556	9373	3094
18	489	10463	11102	10556	9282	3094
24	489	10375	11102	10647	9282	3094
30	489	10284	11102	10647	9373	3094
36	487	10193	11102	10556	9373	3094
42	486	10102	11102	10556	9373	3094
48	484	10011	11102	10556	9282	3094
54	483	9920	11102	10556	9282	3094
60	482	9829	11102	10556	9282	3094
66	481	9738	11102	10556	9282	3094
72	480	9647	11102	10556	9282	3094
78	402	6826	8372	10556	7735	3094
84	402	6826	8281	10556	7735	3185
90	401	6826	8190	10556	7735	3185
96	400	6826	8099	10556	7735	3185
102	399	6826	8008	10556	7735	3185
108	398	6735	8008	10556	7735	3185
114	397	6735	7917	10556	7735	3185
120	396	6644	7917	10556	7735	3185
126	395	6644	7826	10556	7735	3185
132	394	6644	7735	10556	7735	3185
138	393	6644	7644	10556	7735	3185
144	392	6644	7553	10556	7735	3185
150	391	6644	7462	10556	7735	3185
156	390	6644	7371	10556	7735	3185
162	390	6644	7280	10647	7735	3185
168	389	6644	7189	10646	7735	3185

3. RESULTADOS E DISCUSSAO

A análise espaço-temporal dos resultados é realizada através do cálculo das diferentes medidas de erro para o vento a 10 metros.

Numa primeira instância, os resultados foram analisados para cada um dos meses incluídos no período em análise, que estão representados na Figura 2.

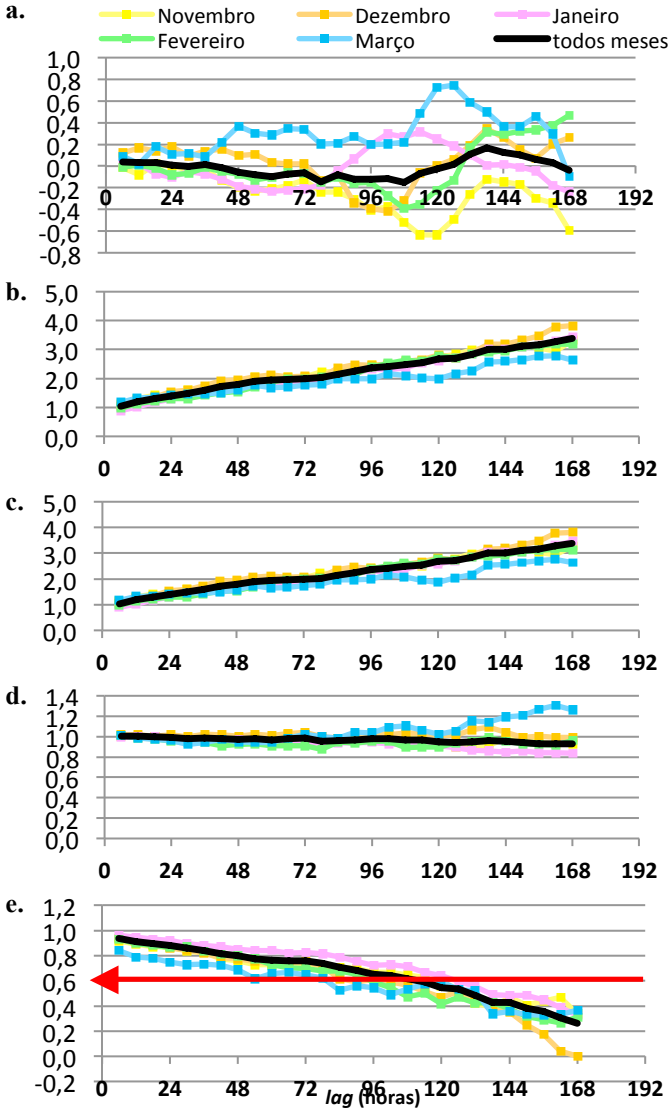


Figura 2*- a. *Viés* (em m/s); b. *RMSE* (m/s); c. *STDE* (m/s); d. σ_f/σ_a; e. *R*, em função do *lag* com um horizonte de previsão de sete dias. *(a. Viés (in m/s); b. RMSE (m/s); c. STDE (m/s); d. σ_f/σ_a; and. R, as function of lag for a seven-day forecast).

A Figura 2 mostra o *Viés*, *RMSE*, *STDE*, coeficiente σ_f/σ_a e o *R* para cada um dos meses (Novembro a Março) e os dados de todo o período de análise (a preto) utilizando os dados disponíveis (Tabela 2). Cada uma das medidas apontam para um aumento dos erros nas previsões quanto maior é o *lag*. Pelo *Viés*, considerando os meses analisados, Novembro é o mês com mais subestimativas enquanto Março (9 dias) e Janeiro (no intervalo do 3º ao 6º dias) são os meses com as maiores sobrestimações. Comparando com o *Viés*, os valores de *RMSE* são superiores e por isso o valor de *STDE* é principalmente do *RMSE* (padrão semelhante entre estes). O coeficiente σ_f/σ_a (Figura 2, d.) ronda o 1, diminuindo, em geral, ao longo do aumento do *lag* (exceto para Março). Pela análise do *R*, podem ser consideradas as previsões até ao 3-5 dia, para uma análise aplicada a 87 estações e o período de análise de Novembro a Março. Em particular, para Março, *R* adquire 0.6 para previsões para 3 dias, enquanto para Janeiro se estende além do quinto dia. Todavia, para além de uma variação temporal, ocorre também uma variação espacial, que é influenciada pelas caraterísticas físicas do local, que deve ser analisada (Figuras 3 e 4).

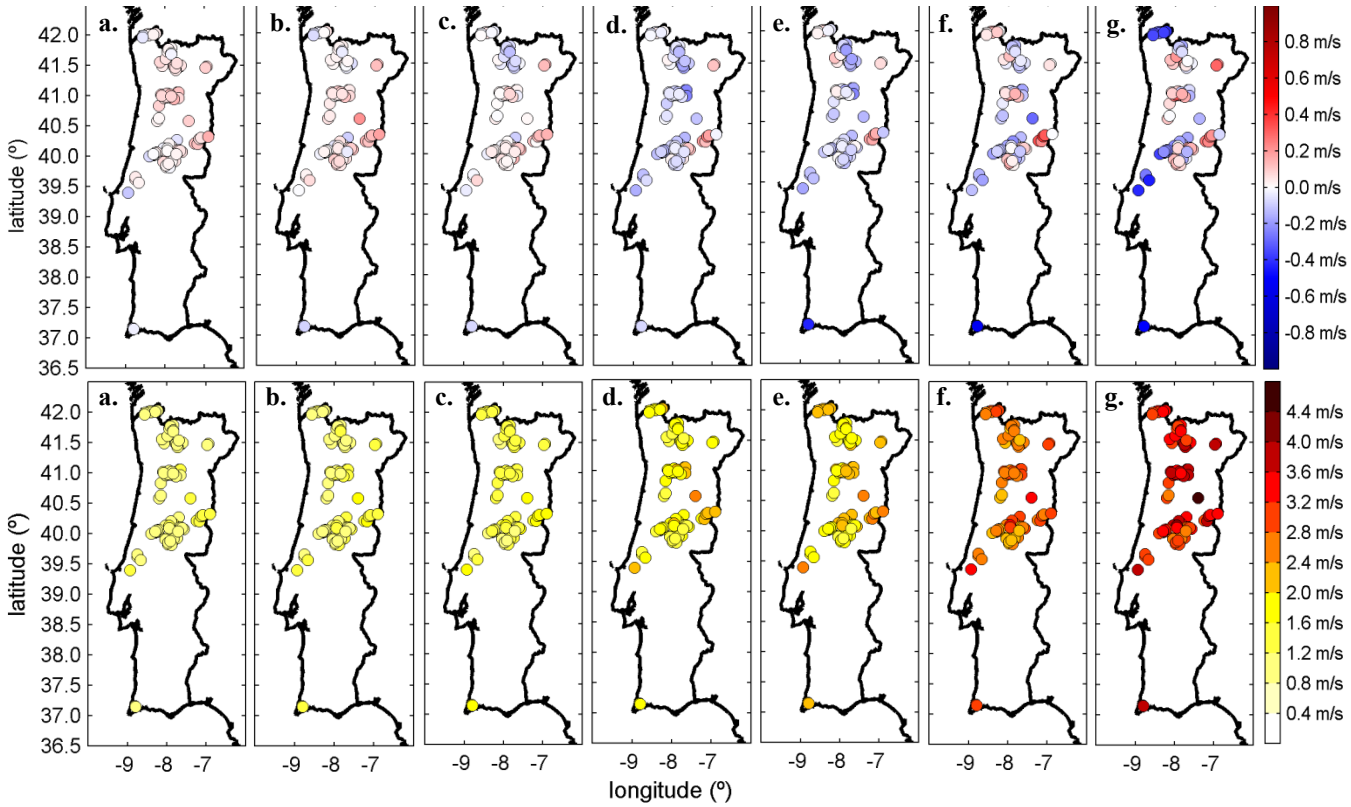


Figura 3 - Viés* em m/s *(em cima)* e do *RMSE* em m/s *(em baixo)* para: a. *lag* 6; b. *lag* 12; c. *lag* 24 (1 dia); d. *lag* 48 (2 dia); e. *lag* 72 (3 dia); f. *lag* 120 (5 dia); g. *lag* 168 (7 dia). (*Viés in m/s (top) and RMSE in m/s (bottom) for: a. lag 6; b. lag 12; c. lag 24 (1º day); d. lag 48 (2º day); e. lag 72 (3º days); f. lag 120 (5º day); g. lag 168 (7º day)).

As previsões para os primeiros *lags* apresentam valores do *Viés* próximos de zero. Enquanto as previsões para a intensidade do vento são sub-estimadas nas estações localizadas no sul de Portugal, na região norte e centro a sub-estima e sobrestimação varia consoante o *lag*. De modo geral, as estações mais próximas de Espanha são sobrestimadas e para um *lag* superior a 1 dia as previsões são sub-estimadas nas estações mais próximas do litoral, em especial a Norte e na zona de Leiria (Figura 3, em cima). Os valores de *RMSE* (Figura 3, em baixo) são inferiores a 2 m/s para previsões até 1 dia, entre 1-3 m/s até 3 dias e 2-4.5 m/s até 7 dias.

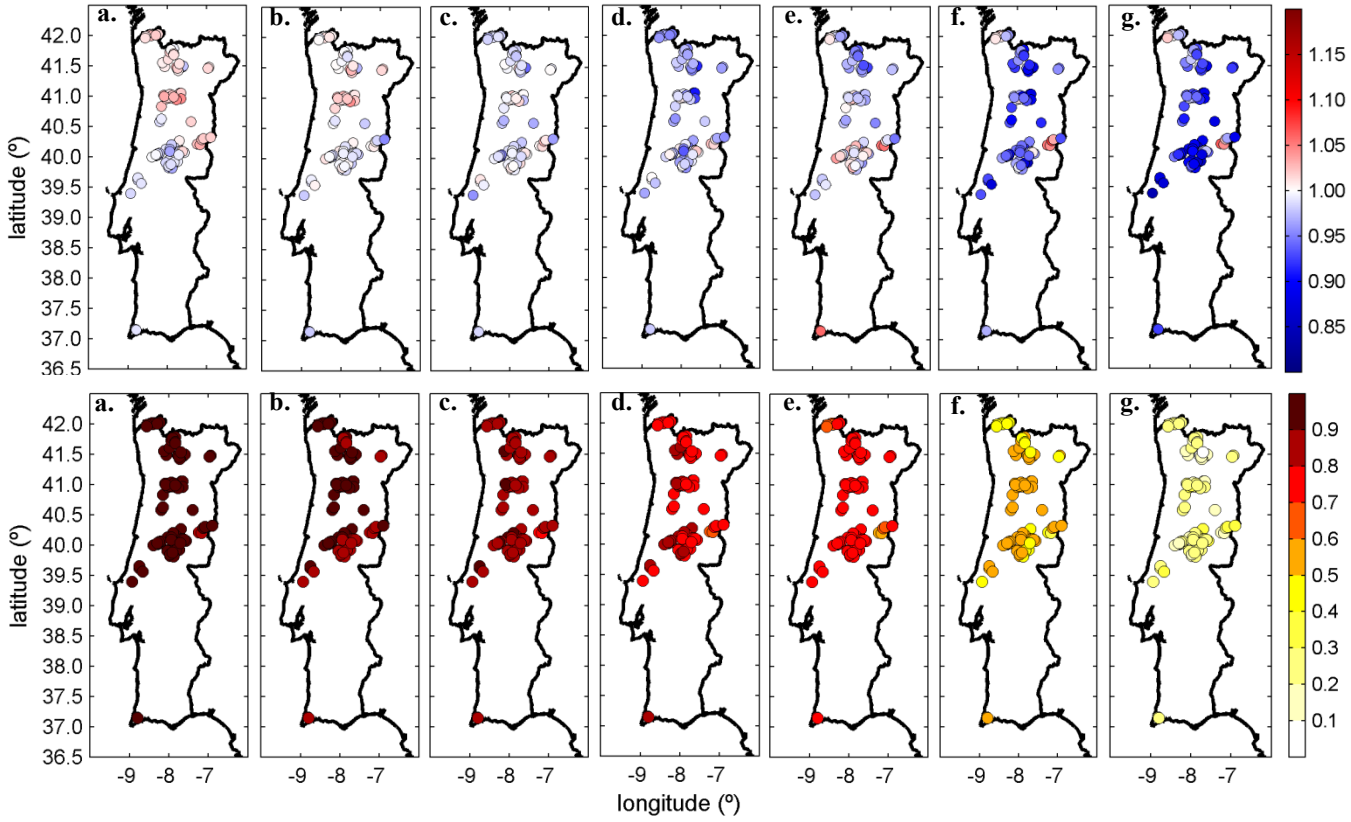


Figura 4* – Coeficiente de σ_f/σ_a (em cima) e do Coeficiente de Correlação (em baixo) para: a. *lag* 6; b. *lag* 12; c. *lag* 24 (1º dia); d. *lag* 48 (2º dia); e. *lag* 72 (3º dia); f. *lag* 120 (5º dia); g. *lag* 168 (7º dia). (*The coefficient of σ_f/σ_a (top) and the correlation coefficient (bottom) for: a. lag 6; b. lag 12; c. lag 24 (1º day); d. lag 48 (2º day); e. lag 72 (3º days); f. lag 120 (5º day); g. lag 168 (7º day)).

A partir dos valores de *Viés* e *RMSE* apresentados na Figura 3 (em cima e em baixo, respetivamente) é visível que os resultados de *RMSE* são superiores em módulo aos valores de *Viés*. Assim sendo, o padrão identificado para o *STDE* (não mostrado) é semelhante às figuras referentes a *RMSE*. O mesmo se verificou na análise mensal, de tal modo que o *STDE* é maioritariamente devido ao valor do *RMSE* e o *Viés* tem um menor contributo, pela equação 3. O coeficiente $\sigma f/\sigma a$ representado na Figura 4 permite uma avaliação do desvio padrão previsões e "observações". Para os *lags* 6 e 12 horas, valores acima de 1 encontram-se na maioria na região norte e abaixo de 1 na região centro. Para os *lags* que se seguem, os valores são em geral inferiores a 1, com um padrão é semelhante e intensificando-se com o *lag*. Relativamente ao R, apresenta valores superiores a 0.8 até ao 1º dia; para 2º e 3º dia entre 0.9 e 0.6; para 5º dia o R varia entre 0.3 e 0.6 e é inferior a 0.4 para previsões de 7º dia.

A Tabela 3 resume os máximos e mínimos obtidos para cada uma das medidas de erros indicando a respetiva estação e *lag*. Os piores resultados ocorrem, no geral, na região centro, no interior.

Tabela 3* – Valores máximos e mínimos obtidos para as medidas de erros calculadas: *Viés*, *RMSE*, *STDE*, σ_f/σ_a e *R*. *(Maximum and minimum values obtained for the errors calculated: Viés, RMSE, σ_f/σ_a e R).

	Máximo			Mínimo		
	Valor	*lag* h	Estação	Valor	*lag* h	Estação
Viés	0.584 m/s	132	Cabril	-0.831 m/s	156	Baraosjoao1
RMSE	4.497 m/s	168	Videmonte	0.820 m/s	6	Caselho
STDE	4.495 m/s	168	Videmonte	0.820 m/s	6	Caselho
σ_f/σ_a	1.145	126	Penamacor2	0.808	156	Mougueiras
R	0.958	6	Aveloso	0.080	168	Trandeiras

No entanto, para ser avaliado o erro entre as previsões, torna-se necessário conhecer os valores típicos da intensidade do vento. A Figura 5 mostra as médias mensais (a partir de médias diárias de 00h, 06h, 12h e 18h) para a intensidade do vento para cada uma das estações e a Figura 6, o histograma utilizando todos os valores.

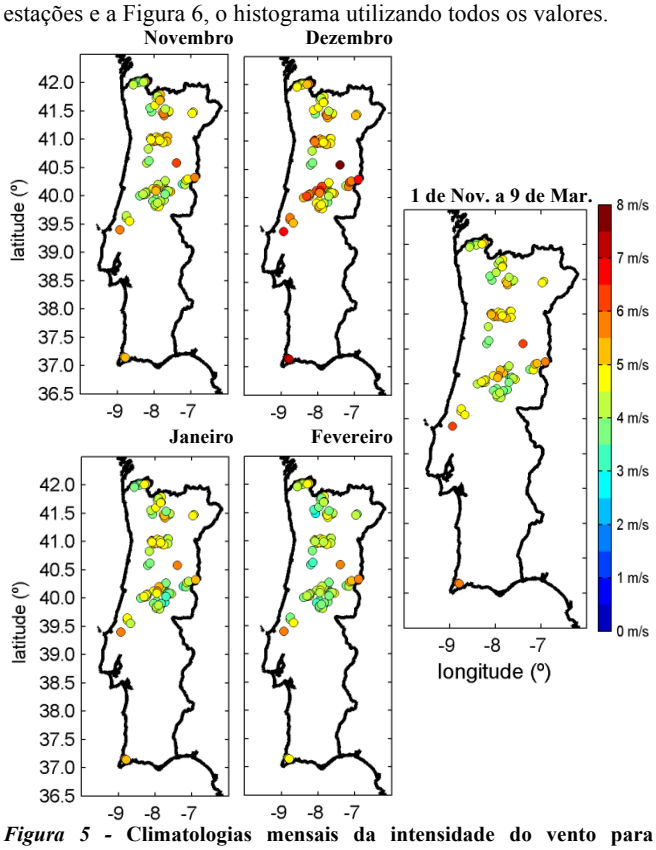


Figura 5* - Climatologias mensais da intensidade do vento para Novembro, Dezembro, Janeiro, Fevereiro e para todo o período de análise. *(Monthly climatologies of wind intensity for November, December, January, February and for the entire period of analysis).

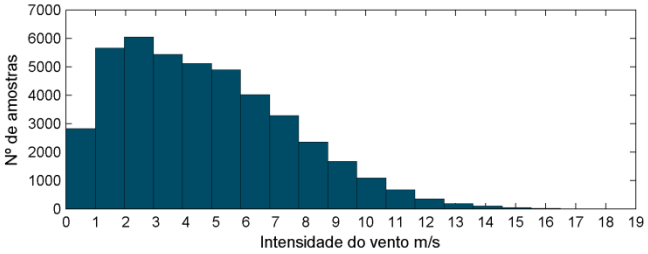


Figura 6* – Histograma da intensidade do vento aplicado aos dados de todos os meses e todas as estações. *(Wind intensity histogram applied to the data of every month and every station).

Novembro e Dezembro apresentam maiores intensidades do vento comparando com os restantes meses, em particular na região centro. Em geral, a intensidade média do vento para o período em análise e as estações consideradas é aproximadamente 5 m/s.

4. CONCLUSÕES

As previsões do tempo têm vindo a ser aplicadas nas mais diversas áreas pela capacidade que têm de poder antecipar e dar a conhecer o tempo que irá ocorrer. Este trabalho teve como objetivo a avaliação da qualidade da previsão da intensidade do vento para a produção de energia nos parques eólico. A Universidade de Aveiro realiza previsões de tempo para estações meteorológicas localizadas em parques eólicos para Portugal Continental.

O avanço das previsões para sete dias permite prever antecipadamente a intensidade do vento e assim calcular com sete dias de antecedência a energia que dele se conseguirá obter. No entanto, ficava por avaliar a qualidade destas previsões para verificar se estas seriam boas ou más. Desta forma, este trabalho veio dar um contributo na validação das mesmas, verificando a predictabilidade do modelo. Foram assim calculados várias medidas de erros para avaliar as previsões relativamente à intensidade do vento.

Primeiramente foram avaliadas as previsões por cada mês do período considerado (desde 1/11/2010 e 9/3/2011) verificando quais os meses que melhor previram a intensidade do vento. Para estes foram calculadas as medidas de erro. Para Janeiro, pela análise das medidas avaliadas, as previsões podem ser consideradas até ao quinto dia até ao terceiro para Março. Numa segunda parte foi estudada a distribuição dos erros pelo país, considerando os dados de cada estação. De modo geral, os maiores erros situam-se na zona centro do interior e as melhores previsões correspondem às estações mais próximas do litoral. As previsões devem ser consideradas até ao terceiro dia, pois até este dia praticamente todas as estações apresentam um coeficiente de correlação superior a 0.6.

Em suma, considerando a análise espacial e temporal (todas as estações e período em análise), as medidas de erros calculadas permitem afirmar que o modelo utilizado, WRF, consegue boa qualidade das previsões até ao terceiro dia, para a intensidade do vento.

5. AGRADECIMENTOS

Este trabalho é financiado por fundos FEDER através do Programa Operacional Factores de Competitividade – COMPETE e por fundos Nacionais Portugueses através da FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia, no âmbito do projeto "Climate change of precipitation extreme episodes in the Iberian Peninsula and its forcing mechanisms" – CLIPE. PTDC/ AAC-CLI/111733/2009.

6. REFERÊNCIAS

Chen, F. and J. Dudhia (2001): "Coupling an advanced landsurface/hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation". *Mon. Weather Rev.*, **129**, 569−585.

Richardson, D. (2002): " "Will it rain? Predictability, risk assessment and the need for ensemble forecasts" ", ECMWF

Drobinski, P. (2011): Numerical modeling, weather predictability and forecast.

Dudhia, J. (1989): "Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model". *J. Atmos*. Sci., **46**, ,3077–3107.

Ferreira, A. P. (2007): "Sensibilidade às parametrizações físicas do WRF nas previsões à superfície em Portugal Continental". Relatório de estágio em Meteorologia e Oceanografia Física. Universidade de Aveiro, Aveiro–Portugal, 125. http://climetua.fis.ua.pt/publicacoes/Estagio PauloFerreira.pdf.

Grell, G. A. and D. Devenyi (2002): "A generalized approach to parameterizing convection com- bining ensemble and data assimilation techniques". *Geophys. Res. Lett*., **29**,14,1693.

Holton, J. (2004). An introduction to dynamic meteorology. 484.

Hong S.-Y., Y. Noh and J. Dudhia (2006): "A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes". *Mon. Wea. Rev*., **134**, ,2318–2341.

Hong, S. Y. and J. O. J. Lim (2006): "The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6)". *J. Korean Meteor. Soc.,* 42, 129−151.

Lorenz, E.N. (1963): "Deterministic non-periodic flow". *Journal of Atmospheric Science*, **20**, 130-141.

Lorenz, E. N. (1965): "A Study of the Predictability of a 28-Variable Model". *Tellus*, **17**, ,321-333.

Lorenz, E. N. (1969): "The Predictability of a Flow Which Contains Many Scales of Motion". *Tellus*, **21**, ,289-307.

Lorenz, E. N. (1982): Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. *Tellus*, **34**, ,505-513.

Lynch, P. (2010): Weather and climate forecasting: chronicle of a revolution.http://researchrepository.ucd.ie/bitstream/handle/10197/2956/WMO-Bulletin-59-2-Lynch.pdf?sequence=1

Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, (1997): "Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave". *J. Geophys. Res.,* **102**, D14, 16663–16682.

Monin, A. S., and A. M. Obukhov (1954): "Basic laws of turulent mixing in the atmosphere near the ground". *Tr. Inst. Teor. Geofiz. Akad. Nauk SSSR*, **24**, ,1963–1987.

Shapiro, M. A., and A. J. Thorpe (2004): "The Observing System Research and Predicability Experiment (THORPEX): Internation science plan, version 3". WMO/TD-1246, WWRP/THORPEX 2, 51.

Shukla, J., George Mason Univ. and COLA, Calverton, MD., (2005): Have We Reached the Limit of Weather Predictability? http://www.ncmrwf.gov.in/bs_meeting/shukla_lorenz.pdf

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. Duda, X-. Y. Huang, W. Wang and J. G. Powers (2008):"A Description of the Advanced Research WRF Version 3". NCAR Technical Note.

Caracterización preliminar de un espectrorradiómetro Avantes de CCD en la Estación de Sondeos Atmosféricos "El Arenosillo" en Huelva, España

Preliminary characterisation of Avantes CCD spectrometer at Atmospheric Sounding Station "El Arenosillo" in Huelva, Spain

J. A. Bogeat[(1)] J. M. Vilaplana[(1)] A. A. Piedehierro[(2)] A. Serrano[(2)] G. Sánchez[(2)]
[(1)]Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial, Mazagón, Huelva, Spain, bogeatspja@inta.es
[(2)]Universidad de Extremadura, Badajoz, Spain

SUMMARY

Scanning spectroradiometers are the standard references in terms of accurate radiation measurements, especially at the shortest UV wavelengths. Although scanning spectroradiometers are the most accurate, they suffer some disadvantages: high cost and maintenance, susceptibility to movement and speed of operation. In contrast, array spectroradiometers offer reduced cost and more rapid data acquisition but suffer drawbacks due to stray light contamination, reduced response at short wavelengths, and short dynamic range. An Avantes array spectroradiometer have been recently installed at the Atmospheric Sounding Station "El Arenosillo", in Huelva, southwestern Spain. This new instrument consists of two spectroradiometers, an Avantes AvaSpec-ULS2048XL-USB2-RM for measuring solar radiation from 280nm to 440nm and one Avantes AvaSpec-US2048L-USB2_RM to measure solar radiation from 440nm to 940nm. This combination of spectroradiometers allows to effectively reduce stray light and solve the problem of short dynamic range. The manufacturer provided a relative calibration in wavelength but an absolute calibration is needed. To solve this issue, the spectroradiometer has been calibrated using a DXW 1000W certificated lamp, in order to obtain absolute calibration and using discharge lamps in order to test the calibration in wavelength. A combination of band pass filters to reduce the stray light in the UV region has been also tested. Once calibrated, the instrument has been installed on the Atmospheric Sounding Station roof. Preliminary results are presented and compared against a well calibrated Brewer spectrometer.

1. INTRODUCCIÓN

Históricamente, la medida de la irradiancia solar espectral se ha llevado a cabo utilizando instrumentos complejos y delicados, que necesitaban operadores muy bien preparados. Estos instrumentos siguen siendo la referencia en este tipo de medidas, especialmente para la irradiancia correspondiente a las longitudes de onda más cortas, pero la aparición de nuevos dispositivos más simples, robustos y económicos ha motivado que se estudie su utilización como una alternativa real a los espectrorradiómetros clásicos. Aun así, estos instrumentos basados en la utilización de un chip CCD, a pesar de ser más sencillos, tienen problemas de contaminación de las medidas por *stray light* y limitaciones en el rango de longitudes de onda de funcionamiento.

Los distintos gases, aerosoles y las nubes presentes en la atmósfera dispersan reflejan y absorben la radiación proveniente del Sol. Esta influencia puede estudiarse de distintas formas y al conocerse permite estimar la cantidad de los distintos constituyentes atmosféricos de una forma rápida y eficiente. Ha sido muy estudiado el efecto que causan los distintos gases y los aerosoles, pero el efecto de las nubes sobre la radiación sigue siendo un tema en el que hay que trabajar.

Las nubes interaccionan con la radiación solar terrestre mediante procesos de absorción y dispersión, así como emiten en función de su temperatura. Estos procesos, generalmente no afectan a todo el espectro solar, sino que son selectivos en longitud de onda, atenuando o incrementando bandas de longitudes de onda concretas.

Debido a la diversidad de efectos sobre la radiación que causan las nubes y los demás constituyentes de la atmósfera, sería útil conocer la radiación solar espectral que llega a la superficie terrestre.

Para el estudio del forzamiento radiativo debido a la nubosidad, los espectrorradiómetros de barrido resultan demasiado lentos dadas las variaciones rápidas que las nubes provocan en la radiación solar, lo que hace muy interesantes las medidas basadas en CCD que miden todas las longitudes de onda del espectro solar de forma simultanea.

Los espectrorradiómetros basados en CCD se están empezando a usar en rangos de longitud de onda como el ultravioleta, porque se están solucionando los problemas que desde su aparición los hacían inadecuados para medir irradiancia de baja intensidad. Se están consiguiendo ganancias más altas en los CCDs al mismo tiempo que se reducen los ruidos electrónicos. Además la simplicidad, robustez y su relativamente bajo precio está haciendo que se vayan implantando poco a poco estos nuevos instrumentos.

2. INSTRUMENTACIÓN

Dentro de las instalaciones que el Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) tiene en la provincia de Huelva, se encuentran la Estación de Sondeos Atmosféricos (ESAT). En esta estación existe una gran variedad de instrumentación para la medida de la radiación solar. Se dispone de distintos instrumentos de banda ancha para la medida de radiación solar global, concretamente en los rangos ultravioleta, infrarrojo y total. También se mide radiación total difusa y directa. Además se dispone de una cámara de todo cielo, de un espectrómetro Dobson y de un espectrofotómetro Brewer.

Para complementar las medidas realizadas por estos instrumentos se ha adquirido un espectrorradiómetro de CCD, Galleano (2012) Romero (2011). La elección del mismo no ha sido fácil, ya que existe una gran variedad de precios y características, pero finalmente se decidió comprar un modelo del fabricante Avantes, Ansko (2008). En realidad este dispositivo está constituido por dos espectrorradiómetros. Para solucionar las limitaciones que tiene este tipo de instrumento en el rango de longitudes de onda de funcionamiento, se ha diseñado de forma que un instrumento mide radiación espectral entre 280 nm y 440 nm, mientras que el otro mide radiación espectral entre 420 nm y 960 nm. Esto hace que, al ser instrumentos diferentes, podamos configurarlos de forma distinta para optimizar las medidas realizadas.

Concretamente, el espectrorradiómetro utilizado para la medida en rango visible e infrarrojo cercano es el modelo AvaSpec-ULS2048L de Avantes. Este instrumento tiene un CCD lineal de 2048 pixeles y una red de difracción optimizada para el rango de longitudes de onda visible e infrarrojo cercano. La entrada de la

radiación en el instrumento se realiza por una fibra óptica bifurcada que conecta los dos espectrorradiómetros con el difusor encargado de captar la radiación solar global. La óptica de entrada que se ha usado ha sido un corrector coseno con difusor de teflón que proporcionaba el fabricante.

El segundo espectrorradiómetro es el utilizado para la medida de la irradiancia espectral solar en el rango ultravioleta. Concretamente, este instrumento es el modelo AvaSpec-ULS2048XL de Avantes. Este instrumento, al igual que el descrito anteriormente, posee un CCD lineal de 2048 pixeles, pero no es el mismo que el modelo anterior, es un modelo con una mayor sensibilidad. Esto está especialmente pensado para mejorar la respuesta en el rango ultravioleta, ya que la intensidad es mucho menor que en el rango visible o infrarrojo cercano.

Todo el conjunto está instalado en un *rack* que proporciona alimentación, protección y que aúna las comunicaciones con ambos espectrorradiómetros en un único conector USB. El instrumento no es autónomo, necesita para operar conectarse a un ordenador en el que es necesario instalar el software que proporciona el fabricante. Este software nos permite modificar la configuración del sistema y medir espectros solares combinando las medidas de ambos instrumentos. Este instrumento se suministra sin calibrar en irradiancia y por tanto, las medidas espectrales obtenidas están en cuentas/nm.

Para validar las medidas realizadas utilizaremos un espectrofotómetro Brewer. Este instrumento es de referencia en la medida de la radiación espectral dentro del rango ultravioleta. Concretamente, la unidad de la que se dispone en la Estación de Sondeos Atmosféricos del INTA, se calibra por intercomparación con la referencia europea QUASUME cada dos años. La última calibración es bastante reciente y se realizó en junio de 2013.

El espectrorradiómetro brewer puede medir de dos modos distintos. Tiene un Sistema de seguimiento solar y un colimador que le permiten tomar medidas de irradiancia solar directa. Estas medidas no están calibradas de forma absoluta ya que se usan únicamente para estimar productos como la cantidad total de ozono o el espesor óptico de aerosoles usando técnicas de absorción diferencial. El otro sistema de medida que tiene es un corrector coseno colocado en la parte superior a través del cual se mide irradiancia espectral solar global en el rango ultravioleta. Concretamente, el instrumento permite realizar barridos desde 290 nm a 363 nm con una resolución espectral de 0.5 nm. Estas medidas son las que se tomarán como referencia a la hora de comprobar el funcionamiento del espectrorradiómetro de CCD.

3. PROCEDIMIENTO

En este trabajo se pretende conocer un poco mejor el instrumento y marcar las pautas a seguir para proporcionarle una correcta calibración que le permita medir irradiancia espectral con precisión. Para poder comparar con el Brewer, se ha trabajado únicamente con el espectrorradiómetro optimizado para medir en el rango ultravioleta. Además, es en este rango de longitudes de onda donde más dificultades encuentran este tipo de instrumentos basados en CCD, ya que la *stray light* y el ruido electrónico pueden inducir errores en la medida. En el rango visible e infrarrojo cercano, el efecto de la *stray light* y el ruido electrónico es prácticamente despreciable debido a la alta intensidad que se recibe en esa zona del espectro.

Las primeras pruebas que se realizaron fueron en el laboratorio de calibración radiométrica de la Estación de Sondeos Atmosféricos. Se ha medido el *offset* del espectrorradiómetro con distintos tiempos de integración. Concretamente, se ha medido a 100, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000 y 2000 milisegundos. Posteriormente se instaló la óptica de entrada del instrumento a 50 cm de una lámpara certificada DWX 1000 W. Una vez la lámpara se puso en funcionamiento y se estabilizó, se midió la irradiancia de la misma con los mismos tiempos de integración con los que previamente se había medido el *offset*.

A partir de estas medidas de la lámpara certificada y una vez restado el valor correspondiente del *offset*, se obtuvieron unos coeficientes de calibración por simple comparación con los valores certificados de la lámpara. Estos valores deberían ser válidos, pero siempre es mejor realizar una intercomparación con otro instrumento similar midiendo radiación solar.

La otra prueba que se llevó a cabo fue la realización de medidas de irradiancia espectral solar global en la terraza de la ESAT. En esta misma terraza se encuentra permanentemente instalado el espectrofotómetro Brewer, que se programó para que hiciera barridos sucesivos de irradiancia espectral solar global y se midió con el espectrorradiómetro Avantes con tiempos de integración de 500, 1000 y 2000 milisegundos. Se comprobó que para tiempos de integración menores no se recibía suficiente radiación en las longitudes de onda menores. Utilizando estos mismos tiempos de integración se realizaron medidas de offset. Para la realización de estas medias se cubrió el difusor del instrumento con una tela negra., completamente opaca.

Las medidas de irradiancia obtenidas con el espectrorradiómetro de CCD se obtuvieron tras aplicar los coeficientes de calibración obtenidos a partir de las medidas realizadas en el laboratorio.

4. RESULTADOS

Mediante este procedimiento se va a comprobar si la calibración realizada con la lámpara certificada en el laboratorio es extrapolable a las medidas realizadas en el exterior. Para ello aplicaremos la calibración del laboratorio a las medidas realizadas en la terraza de la ESAT y las compararemos con las medidas realizadas por el Brewer. En las Figuras 1, 2 y 3 se muestran las gráficas comparativas de los instrumentos para distintos tiempos de integración. En todas ellas se observa un resultado similar, la irradiancia medida mediante el espectrorradiómetro Avantes es en conjunto menor que la medida por el Brewer, aunque reproduce bien la tendencia y las estructuras del espectro de referencia.

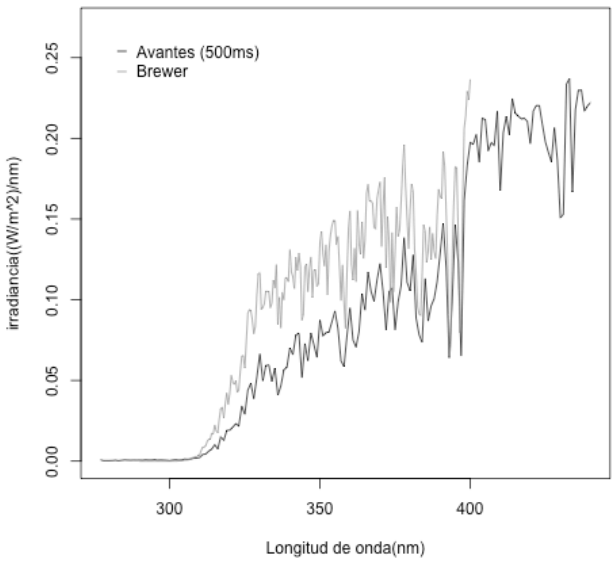


Figura 1* – Comparación entre Brewer y Avantes con 500 ms de tiempo de integración. *(Comparison between Brewer and Avantes with 500 ms integration time.)

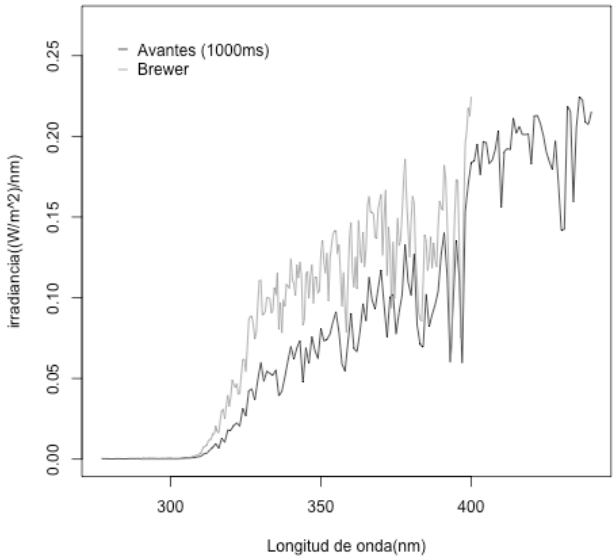


Figura 2* – Comparación entre Brewer y Avantes con 1000 ms de tiempo de integración. *(Comparison between Brewer and Avantes with 1000 ms integration time.)

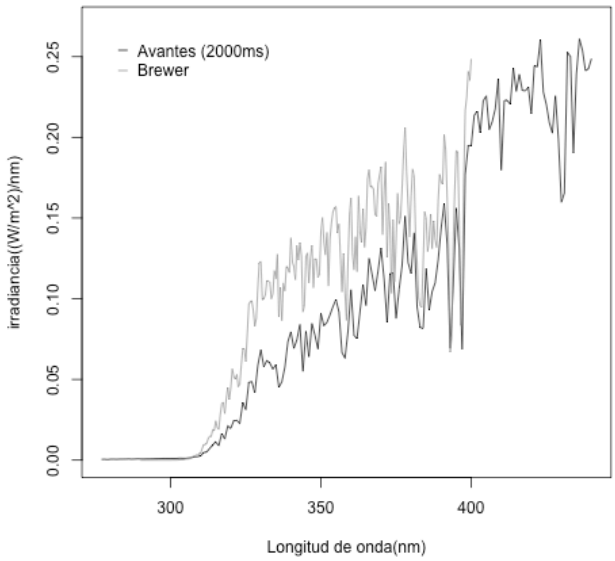


Figura 3* – Comparación entre Brewer y Avantes con 2000 ms de tiempo de integración. *(Comparison between Brewer and Avantes with 2000 ms integration time.)

Otro punto importante que cabe destacar es la variación del *offset* que se ha observado. El *offset* medido en el laboratorio de calibración es bastante mayor que el que se ha medido en el exterior. A modo de ejemplo de este efecto, se muestra en la Figura 4 la diferencia entre los *offset* medidos con 500 ms de tiempo de integración, ya que para los otros tiempos de integración sucede lo mismo.

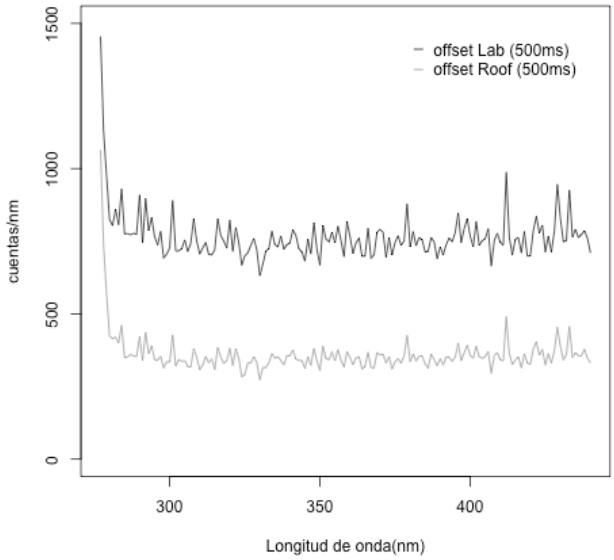


Figura 4* – Comparación entre *offsets* medidos en el laboratorio y en la terraza con 500 ms de tiempo de integración. *(Comparison between laboratory and roof offsets with 500 ms integration time.)

Otro característica que se puede estudiar es la linealidad del *offset*. Esto es importante conocerlo para saber si para obtener el *offset* para un determinado tiempo de integración es necesario medirlo o se puede calcular a partir del *offset* medido con otro tiempo de integración. En la Figura 5 se muestran los *offsets* medidos a en el laboratorio a 100, 500, 1000 y 2000 milisegundos de tiempo de integración.

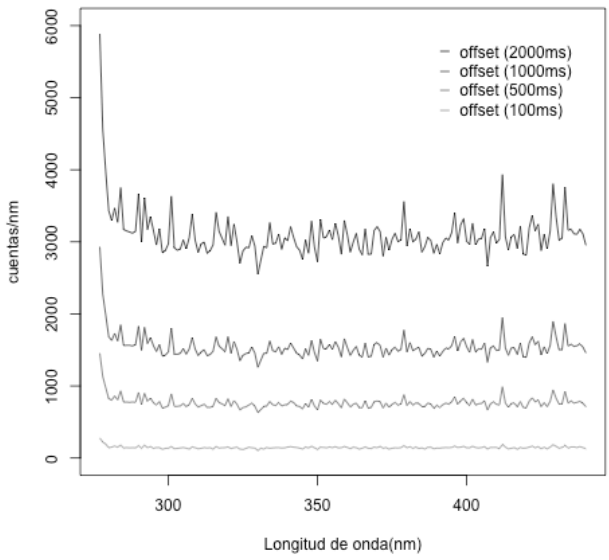


Figura 5* – Comparación entre *offsets* medidos en el laboratorio a distintos tiempo de integración. *(Comparison between laboratory offsets with different integration time.)

5. DISCUSIÓN

Observando las Figuras 1, 2 y 3, se puede apreciar que el comportamiento es similar en los tres casos. La irradiancia medida por el espectrorradiómetro Avantes es menor que la irradiancia de referencia medida por el Brewer. En principio, la calibración realizada en el laboratorio debería ser válida en la terraza o al menos no debería haber tanta diferencia entre las medidas. A primera vista se podría pensar en que el algún momento se ha cometido un error o que algún elemento del proceso ha fallado, pero las diferencias en el *offset* medido que se aprecian en la Figura

4 nos hacen pensar que algo debe haber cambiado en nuestro instrumento. En la instalación del mismo en ambas localizaciones se tuvo mucho cuidado con el perfecto ajuste de las conexiones de la fibra óptica, así como con la correcta nivelación de la óptica de entrada. Lo único que ha cambiado es la temperatura de funcionamiento. En el laboratorio la temperatura era superior a los 20ºC y en la terraza las medidas se realizaron la mañana del 20 de diciembre de 2013 con una temperatura de menos de 10ºC.

Parece quedar claro que la temperatura es una variable más a tener en cuenta a la hora de usar un espectrorradiómetro CCD. Para solucionar este problema, se podría caracterizar el instrumento en función de su temperatura y corregir las medidas o termostatizar el instrumento. El spectrorradiómetro Avantes, en principio va a permanecer en la Estación de Sondeos Atmosféricos, y como no se va a desplazar salvo en contadas ocasiones, lo más práctico es termostatizarlo. Si se fuera a desplazar continuamente el instrumento o a usarlo en estaciones de medida donde la energía estuviese limitada, quizás la termostatización no sería una solución práctica.

Respecto a la linealidad del offset, se observa en la Figura 5 que es bastante lineal y tiene unas estructuras fijas. Además en la Figura 4 se observa que estas estructuras no varían con la temperatura y que, por tanto, la temperatura afecta a todos los canales por igual.

6. CONCLUSIONES

A la vista de los resultados se puede decir que la temperatura es un factor a tener en cuenta a la hora de realizar medidas de irradiancia con un espectrorradiómetro de CCD. La solución ideal sería la termostatización del instrumento y esta es la opción que vamos a aplicar en nuestro caso.

La elaboración de correcciones a aplicar en función de la temperatura es otra opción válida, pero requiere de unos recursos de elaboración muy altos y el resultado puede no ser muy satisfactorio.

Es muy importante tener cuidado en la instalación del instrumento, ya que una conexión de la fibra que no haya sido ajustada correctamente puede provocar cambios en las medidas realizadas.

La linealidad y las estructuras fijas observadas en el offset nos indican que el offset puede ser predecible si obtenemos las dependencias adecuadas con la temperatura y con el tiempo de integración.

A la vista de los resultados preliminares presentados en este trabajo, podemos concluir que es necesario realizar aún un gran trabajo de caracterización y calibración del instrumento antes de que las medidas puedan ser comparables a las determinadas con un espectrorradiómetro de barrido de doble monocromador como los Brewer o Bentham.

7. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por el Proyecto Coordinado CGL2011-29921-C02 (subproyectos 01 y 02) del Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España.

8. REFERENCIAS

Ansko, I., Eerme, K., Lätt, S., Noorma, M., and Veismann, U. (2008): "Study of suitability of AvaSpec array spectrometer for solar UV field measurements". *Atmospheric Chemistry and Phys*ics, **8**, 3247-3253.

Galleano, R., W. Zaaiman, P. Morabito, A. Minuto, A. Spena et al. (2012): "Intercomparison of spectroradiometers for solar spectral irradiance measurements. Preliminary results". *American Institute of Physics Conference Proceedings*, **1477**, 139.

Romero, F., Urquidi, O., Ormachea, O., Abrahamse, A., Pearce, J., Andrews, R., & de Vuono, M. (2011): "Desarrollo de un sistema de monitoreo de radiación solar basado en un espectrorradiómetro de amplio espectro". *Investigacion & Desarrollo*, **11**, 73-84.

particularmente no Pintor, com Jaen a exibir um comportamento intermédio entre as duas castas anteriores. Os resultados do presente estudo, ajudam a esclarecer o papel desempenhado pelo clima e pelos elementos meteorológicos no desenvolvimento fenológico de algumas variedades importantes na região de Lisboa, podendo ser facilmente extrapolados para outras regiões vitivinícolas portuguesas. A avaliação das relações fenologia/clima pode permitir previsões oportunas, que são particularmente relevantes no planeamento das atividades vitivinícolas em cada ano.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was carried out under the ClimVineSafe Project: Short-term climate change mitigation strategies for Mediterranean vineyards (Fundação para a Ciência e Tecnologia - FCT, Portugal, contract PTDC/AGR-ALI/110877/2009). This work is also supported by European Union Funds (FEDER/COMPETE - Operational Competitiveness Programme) and by Portuguese national funds (FCT) - under the project FCOMP-01-0124-FEDER-022692.

5. REFERÊNCIAS

Bock, A., T. Sparks, N. Estrella, and A. Menzel, 2011: Changes in the phenology and composition of wine from Franconia, Germany. *Clim Res*, **50,** 69-81,10.3354/Cr01048

Duchene, E., and C. Schneider, 2005: Grapevine and climatic changes: a glance at the situation in Alsace. *Agron Sustain Dev*, **25,** 93-99,10.1051/Agro:2004057

Fraga, H., J. A. Santos, A. C. Malheiro, and J. Moutinho-Pereira, 2012: Climate Change Projections for the Portuguese Viticulture Using a Multi-Model Ensemble. *Ciência Téc. Vitiv.*, **27,** 39-48,

Fraga, H., A. C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, and J. A. Santos, 2013: Future scenarios for viticultural zoning in Europe: ensemble projections and uncertainties. *Int J Biometeorol*, **57,** 909-925,10.1007/s00484-012-0617-8

Fraga, H., A. C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, and J. A. Santos, 2014: Climate factors driving wine production in the Portuguese Minho region. *Agric For Meteorol*, **185,** 26-36,10.1016/j.agrformet.2013.11.003

Jones, G. V., and R. E. Davis, 2000a: Using a synoptic climatological approach to understand climate-viticulture relationships. *Int. J. Clim.*, **20,** 813-837,

Jones, G. V., and R. E. Davis, 2000b: Climate influences on grapevine phenology, grape composition, and wine production and quality for Bordeaux, France. *Am J Enol Vitic*, **51,** 249-261,

Lopes, J., J. E. Eiras-Dias, F. Abreu, P. Climaco, J. P. Cunha, and J. Silvestre, 2008: Thermal requirements, duration and precocity of phenological stages of grapevine cultivars of the Portuguese collection. *Ciência Téc. Vitiv.*, **23,** 61-71,

Magalhães, N., 2008: *Tratado de viticultura: a videira, a vinha e o terroir.* Chaves Ferreira, 605 pp.

Malheiro, A. C., J. A. Santos, H. Fraga, and J. G. Pinto, 2010: Climate change scenarios applied to viticultural zoning in Europe. *Clim Res*, **43,** 163-177,10.3354/cr00918

OIV, 2009: Code des caractères descriptifs des variétés et espèces de Vitis, 2éme édition. Organisation Internationale de la Vigne et du Vin.

Santos, J. A., S. D. Grätsch, M. K. Karremann, G. V. Jones, and J. G. Pinto, 2013: Ensemble projections for wine production in the Douro Valley of Portugal. *Clim Change*, **117,** 211-225,10.1007/s10584-012-0538-x

Webb, L. B., P. H. Whetton, and E. W. R. Barlow, 2007: Modelled impact of future climate change on the phenology of winegrapes in Australia. *Aust J Grape Wine R*, **13,** 165-175,10.1111/j.1755-0238.2007.tb00247.x

Winkler, A. J., 1974: *General viticulture.* University of California Press, USA.

.

Análisis e implementación de un algoritmo para la caracterización de la cobertura nubosa en imágenes de cámara de todo cielo

Analysis and implementation of an algorithm for the characterization of cloud cover in all-sky camera images

J. A. Bogeat[(1)] A. Serrano[(2)] M. L. Cancillo[(2)] J. M. Vilaplana[(1)]
[(1)]Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial, Mazagón, Huelva, Spain, bogeatspja@inta.es
[(2)]Universidad de Extremadura, Badajoz, Spain

SUMMARY

An all-sky camera takes pictures of the entire sky, being very useful in atmospheric research, mainly for automatic cloud observation. Thus, a SONA all-sky camera was installed two years ago on the roof of the Physics Department building of the University of Extremadura, in Badajoz, Spain. This kind of camera features a wide-angle lens with a large depth of field (180º) and has a rotating shadow band synchronous with the sun, shading the lens in order to not saturate de images or damage the CCD. This camera records a picture every five minutes.
Algorithms for automatically and accurately estimate cloud cover are demanded. For this goal, a program based on decision trees was developed. *The algorithm* classifies *images into five different categories: mostly clear, 25% covered covered, 50% covered, 75% covered and fully covered.*
The algorithm was programmed in JAVA language, in order to facilitate its use under different operating. It relies on five decision trees which are set in a training step with images previously classified by experienced observers of clouds. For training, 150 randomly selected images were previously classified by an experienced observer. Then, the program was trained *with these images and the decision trees were built. Once set, the decision trees can be applied to automatically classify the pictures.*

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de la nubosidad es un campo que posee un gran interés para la comunidad científica. Las nubes participan en muchos procesos que son importantes para el desarrollo de la vida en la Tierra. Son pieza clave del ciclo hidrológico y afectan de modo importante al balance radiativo en la superficie terrestre.

La energía que nos llega del Sol permite que se realice el ciclo del agua, alimenta los flujos atmosféricos y es utilizada por los seres vivos en sus procesos biológicos. Como consecuencia de la radiación que incide sobre la superficie de la Tierra, el agua se evapora y pasa a formar parte de la atmósfera en forma de vapor de agua. El aire húmedo, cuando asciende, se enfría y puede llegar a condensar en forma de pequeñas gotitas de agua o incluso, si la temperatura es suficientemente baja, se pueden formar pequeños cristales de hielo. Estas agrupaciones de gotitas o cristalitos de agua constituyen las nubes. Cuando las condiciones son las apropiadas, el agua cae al suelo en forma de lluvia, nieve o granizo, cerrándose así el ciclo hidrológico.

Las nubes participan a su vez en el balance radiativo de la Tierra, ya que debido a su opacidad, reflejan en parte la radiación que llega a la Tierra y la radiación emitida y reflejada por la superficie terrestre. Además, por ser cuerpos a cierta temperatura, absorben y emiten radiación en función de su temperatura.

Además, las nubes, interaccionan con la radiación solar y, por ende, con la radiación ultravioleta. Este tipo de radiación es la responsable de la síntesis de la vitamina D, Webb (2006), necesaria para el buen funcionamiento de nuestro organismo, pero la sobreexposición a la radiación ultravioleta puede causar quemaduras y daños por acumulación a largo plazo, como cataratas, envejecimiento cutáneo o cáncer de piel, Diffey (1991). Cabe destacar que cuando hay huecos entre las nubes se puede producir un efecto de realce. Esto ocurre al producirse reflexiones sucesivas en los laterales de las nubes, de manera que se redistribuye la radiación sobre la superficie terrestre, pudiendo llegarse a situaciones en las que se reciba en la superficie terrestre más radiación de la que se recibiría incluso en ausencia de nubes.

Las nubes, como hemos visto antes, interactúan con la radiación. Es por ello que es de gran interés científico la caracterización del estado nuboso del cielo de forma automática.

Hasta la aparición de las cámaras de cielo el único método que se utilizaba para cuantificar la cantidad de nubes desde el suelo era la observación directa del cielo por parte de un observador experto. Estas medidas cuentan con la subjetividad del observador y se realizan dos o tres veces al día, mientras que las cámaras automáticas pueden realizan instantáneas de forma continua. Además, los programas de reconocimiento de imágenes ayudan a que la tarea de cuantificar la cobertura nubosa se realice de forma automática y objetiva.

Los satélites meteorológicos también aportan datos sobres los topes de las nubes, pero esta información es distinta que la que se obtiene de la observación desde el suelo. Además, visión local ofrecida por la cámara es diferente de las imágenes satelitales en las que cada pixel se corresponde con un área de varios kilómetros cuadrados. Del mismo modo que para las imágenes de cámara de cielo, para las imágenes satelitales existen diversos métodos para estimar la nubosidad y tipo de nube, Sèze et al. (1999) Romanov (1999).

Las imágenes obtenidas mediante la cámara de cielo pueden ser analizadas por distintos métodos. El objetivo es caracterizar la cobertura nubosa del cielo y para ello se suelen usar distintos procedimientos basados en cocientes entre los diferentes canales de la imagen, Long et al. (2006), así como el desarrollo de algoritmos para distinguir el tipo de nube, Heine et al. (2010). Estos métodos han permitido, por ejemplo, estudiar las nubes causadas por el tráfico aéreo, Mannstein et al. (2010).

2. INSTRUMENTACIÓN

La cámara de cielo que se ha usado para la realización de este trabajo se encuentra en la estación radiométrica que el grupo de investigación AIRE (Atmósfera ClIma y Radiación en Extremadura) de la Universidad de Extremadura tiene en la terraza del edificio de Física, en el campus universitario de la ciudad de Badajoz (38.88ºN, 7.00ºW). Este instrumento fue suministrado por la empresa Sieltec Canarias S. L., que la desarrolló específicamente para su instalación en estaciones radiométricas. Básicamente, el instrumento consiste en una cámara con un objetivo gran angular con una gran profundidad de campo (180º) y una banda de sombra que gira síncrona con el Sol, sombreando el objetivo para que no se saturen las imágenes.

La cámara posee un sensor CCD Sony, de 640x480 pixeles de resolución. En modo diurno tiene un gran rango dinámico y aunque las imágenes nocturnas no tienen tanto interés para nuestras aplicaciones particulares, el dispositivo realiza instantáneas durante las 24 horas del día con buena calidad. Tiene muy buena sensibilidad en el rango de longitud de onda del visible y en el infrarrojo hasta 1100 nanómetros. Dispone de filtro infrarrojo que se quita o se pone mediante control remoto, o de forma automática. Se puede interactuar con todos los ajustes de la cámara: ganancia de cada canal, contraste, brillo, tiempo de exposición, etc.

Las comunicaciones se realizan vía Ethernet 10/100 y la alimentación necesaria para su funcionamiento son 12V, lo que facilita su instalación en cualquier lugar, ya que se puede alimentar mediante paneles solares convencionales. Para su correcto funcionamiento en cualquier situación, dispone de un módulo Peltier que permite mantener su temperatura constante.

El dispositivo, para evitar los cambios bruscos de humedad y de temperatura, viene montado en el interior de una carcasa de aluminio de 10 mm de espesor. En la parte superior de la misma tiene un domo de borosilicato BK7, de 100 mm de diámetro, 4 mm de espesor con una transmisividad del 95% en el rango visible-infrarrojo cercano. El conjunto tiene un grado de estanqueidad IP68 (máxima protección frente al polvo y la humedad).

La electrónica de control interna viene preparada para poder implementar posibles mejoras, de forma que el dispositivo pueda ser actualizado. Además la electrónica interna está protegida de la sobretensión para evitar que se deteriore si hay algún problema eléctrico.

Las imágenes tomadas se almacenan en un servidor exclusivo para este dispositivo, que las organiza en una base de datos. Esto hace que las consultas de imágenes se hagan cómodamente, ya que se puede acceder al servidor, que está conectado a internet, de forma remota.

Las imágenes se pueden realizar con la frecuencia que se desee. Se podrían tomar imágenes de forma continua, incluso vídeo. En nuestro caso las instantáneas se toman cada 5 minutos, ya que es una frecuencia suficiente para apreciar los cambios que se producen en el cielo desde un punto de vista radiométrico. Además de esta forma la cámara no está continuamente funcionando y se evita así un excesivo calentamiento del sensor CCD.

En la estación en la que está situada la cámara existen diversos instrumentos para la medida de la radiación solar en distintos intervalos espectrales. La cámara complementa las medidas realizadas con otros dispositivos y puede ayudar a estudiar la dependencia de la radiación recibida con el estado nuboso del cielo.

3. MÉTODO

Para realizar la estimación de la cobertura nubosa en las imágenes tomadas se ha usado un método basado en árboles de decisión. Este método utiliza distintos arboles de decisión para clasificar las imágenes en alguna de las categorías descritas a continuación.

Despejado: Cielo cubierto por la nubosidad entre 0% y 12.5%.

25% Cubierto: Cielo cubierto por la nubosidad entre 12.5% y 37.5%.

50% Cubierto: Cielo cubierto por la nubosidad entre 37.5% y 62.5%.

75% Cubierto: Cielo cubierto por la nubosidad entre 62.5% y 87.5%.

Cubierto: Cielo cubierto por la nubosidad entre 87.5% y 100%.

Podríamos haber elegido una clasificación dividida en más categorías, como la que actualmente propone la Organización Meteorológica Mundial, O. M. M. (1996) para la clasificación de la cobertura nubosa. Esta clasificación consiste en realizar una división visual del cielo en ocho partes y agrupar todas las nubes, anotando como medida de la cobertura nubosa el número de partes (octas) que ocupan las nubes. Aunque esta clasificación puede ser utilizada sin problemas por un observador entrenado, el funcionamiento de algoritmos selectivos como los que vamos a utilizar funciona mejor con un número no muy grande de clases y las cinco categorías elegidas son suficientes para realizar una primera aproximación al problema.

Los árboles de decisión son un tipo de algoritmo de aprendizaje supervisado. Este tipo de algoritmos predicen un conjunto de datos desconocido a partir de datos conocidos. Estos datos conocidos son adquiridos por el algoritmo de predicción en el proceso de entrenamiento y, gracias a ellos, elabora la estructura del árbol de decisión. Se puede conocer la complejidad de un árbol de decisión analizando el número de ramas y de hojas del árbol. Las ramas son las conexiones entre las condiciones del algoritmo y las hojas son las decisiones finales tomadas por el árbol.

Para la creación de estos algoritmos de clasificación se han extraído de las imágenes una serie de variables que nos servirán para clasificar las mismas en las distintas categorías:

Media: Gracias a esta variable, se obtiene el valor medio que posee cada imagen en términos de color, dato muy representativo dentro de la misma, para determinar el tipo de imagen que es. Es muy probable que una imagen con muchas nubes tenga un color medio cercano al blanco, mientras que una despejada tenga un color medio cercano al azul. Sin embargo, una de las limitaciones de la media aritmética es que se trata de una medida muy sensible a los valores extremos.

Desviación Típica: Para conocer con detalle un conjunto de datos, necesitamos conocer también la desviación que presentan los datos en su distribución respecto de la media de dicha distribución, con objeto de tener una visión de los mismos más acorde con la realidad al momento de describirlos e interpretarlos para la toma de decisiones. En nuestro caso, un cielo totalmente cubierto o despejado tendrá una desviación típica menor que un cielo parcialmente cubierto, en el que las variaciones son mayores.

Coeficiente de Variación: Sirve para comparar variables que están a distintas escalas pero que están correlacionadas estadísticamente con un factor en común. Es decir, ambas variables tienen una relación causal con ese factor. A mayor valor de coeficiente de variación (CV), mayor heterogeneidad de los valores de la variable; y a menor CV, mayor homogeneidad en los valores de la variable.

Cuartiles: Los cuartiles dividen la distribución en cuatro partes que se corresponden al 25%, 50% y 75%. De esta forma se observa que en distribuciones de variable continua con datos agrupados, puede conseguirse fácilmente que las partes en que se divide la distribución sean exactamente iguales. Este tipo de casos son muy comunes en cielos totalmente despejados (sin nubes) y en cielos totalmente cubiertos, en el que los rangos de colores prácticamente son idénticos. Es por ello que los cuartiles ayudan a mejorar la clasificación de las imágenes, sobre todo, en términos de nubosidad.

Para mejorar el funcionamiento del método se han creado cinco árboles de decisión diferentes. La decisión final será la tomada de forma democrática entre los distintos árboles aplicando el mismo peso a todos ellos. Los árboles de decisión que se van a utilizar en este caso son: J48, Quinlan (1993), Rand tree, Rand Forest, Breiman (2001), Lazy IB1 y NBTree. Cada árbol se construye de forma distinta y es por ello por lo que se han usado cinco árboles de decisión diferentes, para evitar los problemas particulares que pueda tener cada árbol en la clasificación de las imágenes.

Para realizar una validación del método, se compararán los resultados obtenidos con la clasificación visual que se ha realizado observando directamente las imágenes. Esta clasificación se ha realizado en base a cinco categorías que describiremos a continuación.

Para la realización de este trabajo se han seleccionado dos conjuntos de imágenes tomadas por la cámara durante el periodo diurno en los meses de Abril, Mayo y Junio de 2012. Se han elegido estos meses por pertenecer a una época del año en la que existe mucha variabilidad en la nubosidad y dispondremos con facilidad de imágenes de todas las categorías de clasificación. Uno de los conjuntos tiene 150 imágenes seleccionadas de forma aleatoria que se han utilizado para entrenar al programa. El otro conjunto tiene 250 imágenes, 50 de cada una de las categorías de clasificación, y nos servirá para realizar la validación del método.

4. APLICACIÓN DEL MÉTODO

Para aplicar el método de clasificación nos basamos en un programa escrito en JAVA desarrollado originalmente por Abel Illanes García como parte de su Trabajo Fin de Carrera de la titulación de Licenciatura en Ingeniería Informática dentro de una colaboración con el INTA (Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial). Este trabajo fue propuesto por el INTA ante la necesidad de disponer de un procedimiento automático para la clasificación de imágenes registradas por la cámara de cielo propiedad del INTA, ubicada en la terraza del edificio de la ESAT (Estación de Sondeos ATmosféricos) en Mazagón, Huelva.

El programa que clasifica las imágenes mediante el método de los árboles de decisión se ha desarrollado en lenguaje JAVA con el objetivo de que la aplicación sea ejecutable desde diversas plataformas y sistemas operativos (Windows, Linux y Mac). Además, para el funcionamiento del programa se necesita una base de datos MySQL. Este tipo de base de datos se ha elegido igualmente por su disponibilidad multiplataforma, facilitando así la puesta en marcha del programa en cualquier ordenador.

Tras la instalación del programa, se realizará primeramente la fase de entrenamiento. El programa presenta una interfaz visual con el usuario muy amigable, lo que nos ayuda a realizar las tareas de forma bastante intuitiva. Para realizar dicho entrenamiento, se ha utilizado la batería de 150 imágenes que han sido clasificadas previamente por el usuario.

Una vez entrenado el programa, éste almacena esa información en su base de datos y construye las estructuras de los distintos árboles de decisión. De esta forma, el programa está listo para clasificar las 250 imágenes que usaremos para la validación del método.

5. VALIDACIÓN Y RESULTADOS

Las imágenes utilizadas, tanto para entrenar los árboles de decisión como para realizar el estudio comparativo de los dos métodos, han sido previamente clasificadas visualmente. Para ello se han analizado las imágenes una a una estimando la cobertura nubosa, clasificándolas en alguna de las cinco categorías que se hemos definido previamente. La estimación de la cobertura nubosa se ha realizado de acuerdo con el protocolo establecido por la Organización Meteorológica Mundial y descrito en el Manual del Observador de Meteorología, Jansá (1985).

Es importante resaltar que al apreciar la cantidad total de nubes hay que tener presente que no debe excluirse ninguna, es decir, que deben contarse también los velos transparentes. Se debe hacer esta advertencia porque entre principiantes suele encontrarse cierto reparo en afirmar que el cielo está totalmente cubierto cuando luce el Sol, y sin embargo esta afirmación podría ser perfectamente correcta. Hay nubes como los cirros que dejan pasar la luz del Sol, pero eso no implica que el cielo esté despejado.

Para la realización de este trabajo se han clasificado visualmente dos conjuntos de imágenes. Un primer grupo de 150 imágenes seleccionadas aleatoriamente entre las horas diurnas se ha utilizado para entrenar los árboles de decisión. Un segundo conjunto de 250 imágenes se ha seleccionado en función de su cobertura nubosa, de manera que se disponía de 50 imágenes de cada categoría de clasificación. Este último conjunto es el que se usará posteriormente para la validación de los distintos métodos. El número de asignaciones que el método realiza a cada grupo al aplicarlo al conjunto de 250 imágenes se muestra en la Figura 1.

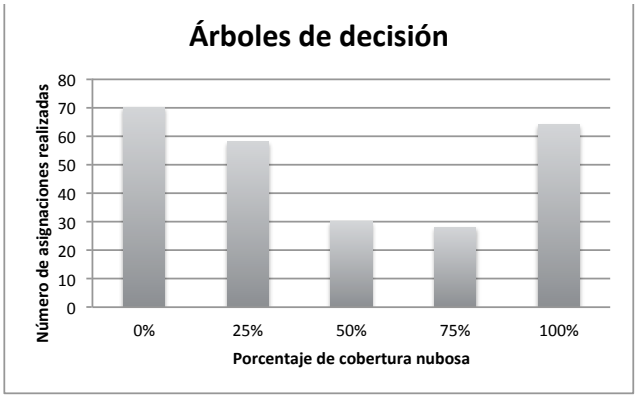


Figura 1 **– Asignaciones realizadas por el método a cada situación nubosa.** ***(Assignments made by the method for each cloud situation.)***

Para realizar la validación vamos a ayudarnos de una herramienta estadística conocida como matriz de confusión. En esta matriz, cada columna representa el número de predicciones de cada clase, mientras que cada fila representa a los valores reales tomados como referencia. Uno de los beneficios de las matrices de confusión es que permiten la cuantificación de la confusión entre pares de clases. Este procedimiento es usado habitualmente para validar resultados obtenidos mediante teledetección espacial, Chuvieco (1990).

La diagonal de esta matriz expresa el número de puntos de verificación en donde se produce un acuerdo entre las dos fuentes (método y realidad), mientras que los marginales suponen errores de asignación. La relación entre el número de puntos correctamente asignados y el total expresa la fiabilidad del método. Los residuales en filas indican tipos de cobertura nubosa que han sido mal asignados, mientras que los residuales en columnas implican coberturas nubosas que no se corresponden con la realidad. En definitiva, representan los errores de omisión y de comisión, respectivamente.

El interés de esta matriz de confusión procede de su capacidad para plasmar los conflictos entre categorías. De esta forma, no sólo conocemos el número total de asignaciones correctas frente al número total de asignaciones, sino también la fiabilidad para cada una de las categorías y las principales confusiones entre ellas.

La exactitud del productor (F_{pi}) es el porcentaje de los elementos de cada fila que han sido correctamente asignados. X_{ii} es el número de elementos de la fila i que están en la diagonal principal y X_{i+} es el número total de elementos de la fila i.

$$F_{pi} = \frac{X_{ii}}{X_{i+}} \times 100\% \quad (1)$$

La exactitud del usuario (F_{ui}) es el porcentaje de los elementos de cada columna que han sido bien asignados. X_{ii} i es el número de casos de la columna i que están en la diagonal principal y X_{+i} es el número total de elementos de la columna i.

$$F_{ui} = \frac{X_{ii}}{X_{+i}} \times 100\% \quad (2)$$

Los errores de comisión (E_{ci}) y omisión (E_{oi}) son los complementarios de las exactitudes del usuario y del productor respectivamente.

$$E_{ci} = \frac{X_{+i} - X_{ii}}{X_{+i}} \times 100\% \quad (3)$$

$$E_{oi} = \frac{X_{i+} - X_{ii}}{X_{i+}} \times 100\% \quad (4)$$

La fiabilidad total del método (F_m) es una forma general de comprobar la bondad de las asignaciones realizadas por el método.

X_i es el número de elementos de la diagonal principal y X_{ij} es el número total de elementos de la matriz.

$$F_m = \frac{\sum X_i}{\sum\sum X_{ij}} \times 100\% \quad (5)$$

Uno de los índices más empleados es el estadístico Kappa, que mide la diferencia entre el acuerdo método-realidad observado y el que cabría esperar simplemente por azar. En definitiva, intenta delimitar el grado de ajuste debido sólo a la exactitud de la clasificación, prescindiendo del causado por factores aleatorios.

$$\kappa = \frac{N\sum X_{ii} - \sum X_{i+}X_{+i}}{N^2 - \sum X_{i+}X_{+i}} \quad (6)$$

La matriz de confusión que se ha obtenido tras la clasificación de las imágenes mediante el método de los árboles de decisión se muestra en la Tabla 1 y en ella han sido incluidas las exactitudes del usuario y del productor y los errores de omisión y comisión.

Tabla 1 **– Matriz de confusión** ***(confusion matrix)***

	0%	**25 %**	**50 %**	**75 %**	**100 %**	**Total**	**F_{pi}**	**E_{oi}**
0%	38	9	3	0	0	50	76	24
25%	13	29	4	1	3	50	58	42
50%	11	16	11	8	4	50	22	78
75%	3	4	11	14	18	50	28	72
100%	5	0	1	5	39	50	78	22
Total	70	58	30	28	64	250		
F_{ui}	54	50	36.7	50	60.9			
E_{ci}	46	50	63.3	50	39.1			

Consultando la matriz de confusión que se muestra en la Tabla 1 se han calculado igualmente la fiabilidad general del método, que es de 52.4%. Del mismo modo, se ha calculado el estadístico Kappa, que como se ha indicado anteriormente, nos da una idea de lo buena que es la asignación del método respecto a una asignación realizada al azar. En este caso Kappa toma el valor 0.405, lo que significa que la clasificación realizada por el método es un 40.5% mejor que la realizada por azar.

6. DISCUSIÓN

Observando la tabla de confusión (Tabla 1), vemos que existe una gran dispersión de los datos. Una clasificación perfecta tendría valores únicamente en la diagonal principal y se observa que la diagonal principal no contiene muchos datos. Esto se ve reflejado en una exactitud del productor de menos del 30% en las situaciones de cielo cubierto, tanto al 50% como al 75%, y que apenas sobrepasa el 70% en las situaciones de cielo despejado y de cielo cubierto. En la exactitud del usuario también se ve reflejado esto, ya que en este caso es la situación de cielo completamente cubierto la única que supera el 60%.

Si nos fijamos ahora en los parámetros generales que caracterizan el funcionamiento del método, observamos que la fiabilidad total del mismo es de un 52.4%. El parámetro Kappa nos indica que el método realiza la asignación un 40.5% mejor que si se hubiese realizado al azar.

El número total de elementos de cada clase según la clasificación de referencia (la realizada visualmente) es de 50, pero el total de cada clase según el método de los árboles de decisión varía. Se observa que tiende a clasificar más imágenes dentro de las categorías extremas (las correspondientes a cielo despejado y totalmente cubierto), realizando menos asignaciones en las clases intermedias. Concretamente, el número de imágenes clasificadas como despejadas es de 70 y el de imágenes clasificadas como 75% cubierto es de 28.

7. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por el Proyecto Coordinado CGL2011-29921-C02 (subproyectos 01 y 02) del Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España.

8. CONCLUSIONES

El método de los árboles de decisión no parece el más adecuado como base para el desarrollo de un procedimiento para la caracterización de la cobertura nubosa. Es un método muy hermético que no permite mucho margen de maniobra a la hora de realizar mejoras. Aún así, los árboles de decisión, así como otros tipos de algoritmos de aprendizaje supervisado, son un buen complemento a los procedimientos de reconocimiento de imágenes. Si existe alguna situación que no se pueda caracterizar correctamente, el uso de este tipo de procedimientos puede servir de apoyo a otros métodos.

Una mejora que se podría hacer es continuar con el proceso de entrenamiento del programa, que en este trabajo había sido limitado a 150 imágenes. Es de esperar que, si se entrena el sistema con una cantidad mayor de imágenes, se podrían obtener mejores resultados tras la clasificación.

9. REFERENCIAS

L. Breiman. (2001): "Random forests". *Machine Learning*, **45**(1): 5–32.

Chuvieco, E. (1990): Fundamentos de Teledetección Espacial. Ediciones Rialp.

Diffey, B. L. (1991): "Solar ultraviolet radiation effects on biological systems", *Physics in Medicine and Biology*, **36**, 299– 328.

Heinle, A., Macke, A., and Srivastav, A. (2010): "Automatic cloud classification of whole sky images", *Atmospheric Measurement Techniques*, **3**, 557–567.

Jansá, J. M. (1985): Manual del Observador de Meteorología. Instituto Nacional de Meteorología.

Long, C. M., Sabburg, J. M., Calbó, J., and Pagès, D. (2006): "Retrieving Cloud Characteristics from Ground-Based Daytime Color All-Sky Images", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**, 633–652.

Mannstein, H. Brömser, A., and Bugliaro, L. (2010): "Ground-based observations for the validation of contrails and cirrus detection in satellite imagery", *Atmospheric Measurement Techniques*, **3**, 655–669.

O. M. M. (1996): Guía de instrumentos y métodos de observación meteorológicos. Organización Meteorológica Mundial.

Quinlan, J. R. (1993): C4.5: Programs for Machine Learning. Morgan Kaufmann Publishers.

Romanov, P., O`Neill, N. T., Royer, A., and McArthur, B. L. J. (1999): "Simultaneous Retrieval of Aerosol Refractive Index and Particle Size Distribution from Ground-Based Measurements of Direct and Scattered Sola Radiation", *Applied Optics*, **38**(36), 7305-7320.

Sèze, G., Vanbauce, C., Burie, J. C., Parol, F., and Couvert, P. (1999): "Cloud cover observed simultaneously from folder and Meteosat", *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, **24**, 921-926.

Webb, A. R. (2006): "Who, what, where and when-influences on cutaneous vitamin D synthesis", *Progress in Biophysics and Molecular Biology*, **92**, 17–25.

Predicción de la concentración de óxidos de nitrógeno utilizando redes neuronales de base radial

Prediction of nitrogen oxides concentrations using radial basis function neural networks

Carmen Capilla[(1)]
[(1)]Universidad Politécnica de Valencia, Camino de Vera s/n, 46022 Valencia, España, ccapilla@eio.upv.es

SUMMARY

In this work, an application of radial basis function neural network models is presented to predict hourly nitrogen oxides concentrations from local pollutants concentrations, traffic, meteorological data, and periodic components (sine and cosine terms for the daily and weekly cycles). The study area is in Valencia (Spain) with hourly data from 2003 to 2005. Observations were obtained at two stations (P.Silla and Viveros) of the automatic monitoring network of the city. In P.Silla the best nitric oxide predictions were obtained when the model included as inputs the past concentrations of this pollutant, the meteorological parameters, the traffic intensity and the seasonal cycles. In this site the forecast evaluation criteria gave better results for nitrogen dioxide prediction than for nitric oxide. In Viveros station, however, better predictions were obtained for nitric oxides than for nitrogen dioxide. In Viveros forecasts were less accurate than in P.Silla.

1. INTRODUCCIÓN

La contaminación atmosférica es un problema medioambiental crítico en las zonas urbanas. Los sistemas de gestión de la calidad del aire se han convertido en un tema de investigación prioritario con implicaciones importantes para la salud humana (WHO, 2003). La medición y predicción de las concentraciones de los indicadores de contaminación atmosférica permite implementar dichos sistemas. Algunos de los indicadores son el monóxido de carbono, partículas, ozono, dióxido de azufre y óxidos de nitrógeno. Los valores límite establecidos por las directivas de emisiones de contaminantes atmosféricos tienen por objetivo evitar, prevenir y reducir su impacto en la salud humana y el medio ambiente (Senger, 2000).

La predicción de la calidad del aire permite establecer medidas y planes para evitar episodios críticos con elevados niveles de los contaminantes atmosféricos. La predicción se puede realizar aplicando modelos deterministas o estadísticos. Los procedimientos estadísticos permiten establecer conexiones entre las condiciones climáticas y los valores de los contaminantes. Numerosos trabajos muestran que los procedimientos derivados de la inteligencia artificial son métodos alternativos eficientes a técnicas estadísticas más tradicionales. Entre dichos procedimientos se incluyen las redes neuronales (RN), la lógica difusa y los algoritmos genéticos. Las RN permiten aproximar virtualmente cualquier función (Hornik et al. 1989). A diferencia de otras técnicas estadísticas, las RN no implican ningún supuesto a priori sobre la distribución de los datos. Son especialmente adecuadas para modelar funciones complejas y no lineales (Bishop, 1995).

En los últimos años algunas investigaciones han mostrado el potencial de los modelos basados en RN a la hora de abordar la complicada tarea de vincular niveles de contaminación atmosférica con parámetros meteorológicos para realizar predicciones. Concretamente el perceptrón multicapa ha sido la RN más aplicada (Gardner and Dorling, 2000). Ibarra-Berastegi et al. (2008) se centraron en la predicción horaria de cinco contaminantes atmosféricos en el área urbana de Bilbao (España) utilizando el perceptrón multicapa. Los resultados muestran coeficientes de determinación que oscilan entre un máximo de 0,88 para la predicción de dióxidos de nitrógeno con una hora de antelación, y un mínimo de 0,15 para la de ozono a 8 horas vista. Caselli et al. (2009) compararon los modelos de perceptron multicapa y los de regresión múltiple para predecir episodios de polución críticos. El error cuadrático medio de ambos métodos mostró que las RN daban mejores resultados que la regresión para la predicción a 24 horas vista.

Sin embargo, Lu et al. (2004) aplicaron las RN de base radial (RNBR) como alternativa a las RN tradicionales para predecir partículas en suspensión y óxidos de nitrógeno. Concluyeron que Las RNBR eran superiores. Wang et al. (2011) desarrollaron un modelo de RNBR para estudiar el impacto de las condiciones meteorológicas sobre el dióxido de azufre, mostrando el potencial de este método. Un trabajo reciente con datos de dióxido de nitrógeno (NO_2) en una estación de la zona urbana de Valencia (Capilla, 2013), muestra que con las RN de base radial (RNBR) se obtienen menores errores cuadráticos medios (ECM) en las predicciones, y mayores correlaciones (r) entre estas y las observaciones reales.

Estudios previos realizados en Valencia muestran una relación significativa entre un incremento de 10 $\mu gr/m^3$ en la concentración de NO_2 y las asistencias en urgencias por asma (Tenias et al., 1998). Otros trabajos informan sobre el vínculo entre los niveles diarios de NO_2 en Valencia y los ingresos por problemas cardiovasculares (Ballester et al., 2006). En esta investigación se analiza con detalle la aplicación de los modelos de RNBR a dos estaciones de la red de monitores de Valencia, extendiendo su uso tanto a la predicción de NO_2 como a la de óxido nítrico (NO) con 24 horas de antelación.

2. MATERIAL Y MÉTODO

El área de estudio está ubicada en la ciudad de Valencia (España). Valencia tiene alrededor de un millón de habitantes. Es una ciudad típicamente mediterránea tanto en su estructura como en su climatología. Dispone de una red automática de medición de contaminantes atmosféricos, que proporciona observaciones horarias en puntos del área urbana con alta densidad de tráfico. El diseño de la red y los criterios de medición siguen la Directiva Air Quality Framework y las derivadas de ella (1996/62/EC, 1999/30/EC y 2000/60/EC). La red está sujeta a procedimientos de aseguramiento y control de calidad, y es gestionada por el Departamento de Medio Ambiente del ayuntamiento de la ciudad. En dos estaciones (P.Silla y Viveros) se dispone además de observaciones de variables climáticas. P.Silla es una estación ubicada junto a una autovía con intenso tráfico de salida. Viveros está situada en una avenida del centro de la ciudad. Las variables climáticas que se registran horariamente son la dirección (DV, grados) y velocidad del viento (VV, m/s), temperatura (T, ºC) y radiación solar (RS, W/m^2) . En P.Silla además se registra cada hora la presión (P, mbar) y humedad relativa (HR, %). Como indicador de tráfico se mide en cada estación el volumen total horario de vehículos.

El vínculo entre parámetros climáticos y contaminantes juega un papel importante en la selección de estrategias óptimas de

reducción de la contaminación. En dichas ubicaciones algunos de los contaminantes que alcanzan niveles críticos son el NO y el NO_2. El método de análisis empleado para dichos contaminantes es el de la quimioluminiscencia, descrito en la norma ISO DIS 7996. Las concentraciones están expresadas en $\mu gr/m^3$ en las condiciones de 293ºK de temperatura y 101,3 Kpa de presión.

El intervalo de tiempo analizado va desde el 1 de enero de 2003 al 31 de diciembre de 2005 en P.Silla, y desde el 1 de enero de 2002 al 31 de diciembre de 2004 en Viveros. En P.Silla la concentración de NO_2 excedió el valor límite anual para la protección de la salud humana en los años 2003, 2004 y 2005, con episodios críticos y valores más elevados en 2003. La Tabla 1 recoge la media, la desviación típica y el valor máximo para los contaminantes y las variables meteorológicas en el periodo de estudio. Los niveles medios de los contaminantes han sido más elevados en P.Silla que en Viveros.

Tabla 1* – Estadísticas de las variables *(Statistics of the variables)

Estación	Variable	Media	Desv.Típica	Máximo
P.Silla	NO_2	58,8	30,2	249
	NO	52,0	59,2	624
	VV	1,1	0,9	8,6
	DV	187,8	107,0	360
	T	18,7	6,8	38,2
	HR	60,8	15,5	92
	P	1022,2	6,8	1044,7
	RS	153,3	246,4	947
Viveros	NO_2	36,72	24,6	238
	NO	19,6	37,8	596
	VV	1,8	1,3	11,9
	DV	168,3	117,2	360
	T	18,9	6,4	38,2
	RS	170	260	1033,3

En este trabajo se investiga la potencialidad de las RNBR para predecir valores horarios de NO_2 o NO con 24 horas de antelación. Por tanto el output del modelo será dicha predicción anticipada. Como inputs se van a considerar distintas combinaciones de variables, lo que implica los modelos que detalla la Tabla 2.

Tabla 2- *Modelos estudiados* **(Models studied)**

Modelo	Variable output	Variables input
M1	$(NO_2)_{t+24}$	Meteorológicas$_t$, tráfico$_t$, $(NO_2)_t$
M2	$(NO_2)_{t+24}$	Meteorológicas$_t$, tráfico$_t$, Estacionalidad$_{t+24}$,$(NO_2)_t$
M3	$(NO_2)_{t+24}$	Meteorológicas$_t$, tráfico$_t$, $(NO_2)_t$, NO_t
M4	$(NO_2)_{t+24}$	Meteorológicas$_t$, tráfico$_t$, Estacionalidad$_{t+24}$,$(NO_2)_t$, NO_t
M5	NO_{t+24}	Meteorológicas$_t$, tráfico$_t$, NO_t
M6	NO_{t+24}	Meteorológicas$_t$, tráfico$_t$, Estacionalidad$_{t+24}$,NO_t
M7	NO_{t+24}	Meteorológicas$_t$, tráfico$_t$, NO_t, $(NO_2)_t$
M8	NO_{t+24}	Meteorológicas$_t$, tráfico$_t$, Estacionalidad$_{t+24}$, NO_t, $(NO_2)_t$

La estacionalidad se incluye con componentes sinusoidales que modelizan el ciclo diario de 24 horas y el semanal de longitud 7 días. La Figura 1 representa el ciclo diario con las medias de NO_2 y NO por horas para la estación P.Silla. La Figura 2 recoge el ciclo semanal para los dos contaminantes en la misma estación. En Viveros se observaron pautas similares en los dos ciclos.

Además del error cuadrático medio (ECM) y del coeficiente de correlación r entre predicciones y observaciones, se calculan el error medio absoluto (EMA) y el porcentaje de error medio absoluto (PEMA), con el fin de evaluar la calidad de las predicciones de cada modelo. Se utiliza el *Neural Network Toolbox* de MATLAB. Todos los parámetros de la red, centros amplitudes, pesos y umbrales, se seleccionan mediante experimentación, de forma supervisada con el objetivo de minimizar el ECM.

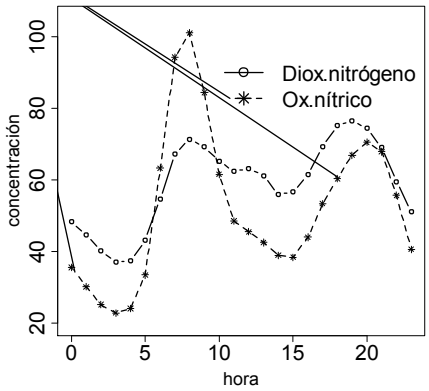


Figura 1* – Ciclo diario en P.Silla *(Daily cycle in P.Silla)

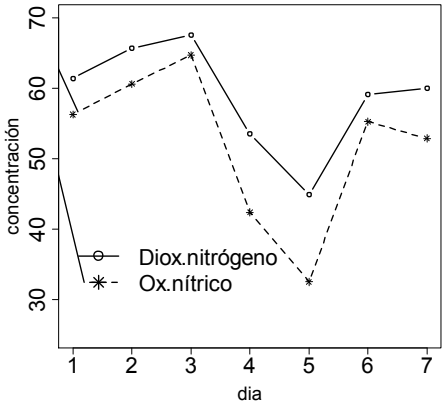


Figura 2* – Ciclo semanal en P.Silla *(Weekly cycle in P.Silla)

Como muestra de entrenamiento de la red se utiliza un tercio de los datos, otro tercio para validar la red y finalmente el último tercio para evaluar la capacidad predictiva del modelo. La Figura 3 muestra la evolución del ECM en P.Silla en función de la amplitud que se utilice en la RNBR, en el caso del modelo M4. Los mismos parámetros se representan en la Figura 4, pero en este caso para la estación Viveros con el modelo M4. Se realizó un análisis similar con los 8 modelos en las 2 estaciones para seleccionar los parámetros adecuados.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La Tabla 3 recoge los valores de los criterios de evalución de la predicción de NO_2 en P.Silla con los modelos M1, M2, M3 y M4. En cada caso se incluye la amplitud que dió mejores resultados tras el entrenamiento de la RNBR.

Tabla 3- *Resultados de la predicción de NO_2 en P.Silla con RNBR.* **(Results of the prediction of NO_2 in P.Silla using RNBR)**

Modelo	amplitud	ECM	r	EMA	PEMA
M1	1	21,4	0,55	16,6	0,39
M2	2,25	19,8	0,66	15,34	0,34
M3	1	21,5	0,55	16,61	0,38
M4	2,25	19,7	0,66	15,31	0,35

Se observa que las mejores predicciones se obtienen con los modelos M2 y M4. A efectos comparativos se incluye la Tabla 4 con los resultados de la predicción de NO_2 en la misma estación, pero utilizando el perceptrón multicapa con los 4 modelos. La

segunda columna contiene el número de neuronas de la capa oculta que dio mejores resultados.

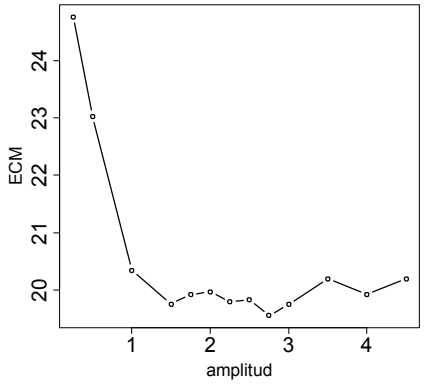


Figura 3* - Evolución del ECM con la amplitud, en P.Silla para el modelo M4.** ***(Evolution of ECM with spread in P.Silla for model M4)

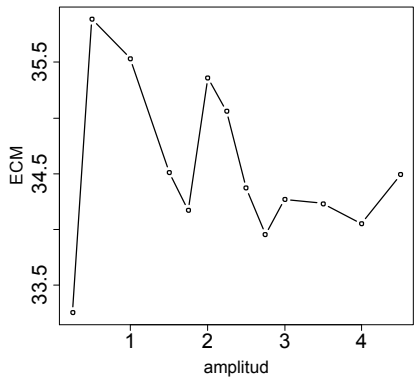


Figura 4* - Evolución del ECM con la amplitud, en Viveros para el modelo M4.** ***(Evolution of ECM with spread in Viveros for model M4)

Tabla 4- *Resultados de la predicción de NO_2 en P.Silla con el perceptrón multicapa.* **(Results of the prediction of NO_2 in P.Silla using the multilayer perceptron)**

Modelo	Nºneuronas	ECM	r	EMA	PEMA
M1	10	21,2	0,57	17,3	0,53
M2	12	20,8	0,64	16,7	0,51
M3	8	21,9	0,57	17,8	0,56
M4	10	20,6	0,66	16,5	0,51

En el perceptrón multicapa de la Tabla 4, la función de activación que dio mejores resultados fue la tangente hiperbólica utilizando el algoritmo de Levenberg-Marquard. Se aprecia que los valores de los indicadores de calidad de las predicciones, fueron en términos generales mejores con la RNBR. La Figura 5 representa la evolución de las observaciones de NO_2, y de sus predicciones con RNBR y modelo M4 para P.Silla.

La Tabla 5 recoge los resultados de la predicción de NO en P.Silla con RNBR.

Tabla 5- *Resultados de la predicción de NO en P.Silla con RNBR.* **(Results of the prediction of NO in P.Silla using RNBR)**

Modelo	amplitud	ECM	r	EMA	PEMA
M5	2,25	47,1	0,56	27,6	1,19
M6	2,25	43,2	0,65	26,3	1,15
M7	2,25	47,6	0,54	29,4	1,45
M8	2	43,1	0,65	26,8	1,2

En este caso la mejor predicción se obtiene con el modelo M6. La Tabla 6 da los valores de los prámetros con el perceptrón multicapa, utilizando como función de activación la tangente hiperbólica y el algoritmo de Levenberg-Marquard.

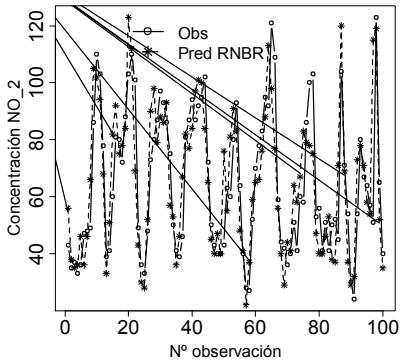


Figura 5* – Observaciones de NO_2 (Obs) y sus predicciones con RNBR (Pred RNBR) para los 100 primeros días del año 2005, con modelo M4 en P.Silla.** ***(Observations of NO_2 (Obs) and their predictions with RNBR (Pred RNBR) for the first 100 days of year 2005, with model M4 in P.Silla)

Tabla 6- *Resultados de la predicción de NO en P.Silla con el perceptrón multicapa.* **(Results of the prediction of NO in P.Silla using the multilayer perceptron)**

Modelo	Nºneuronas	ECM	r	EMA	PEMA
M5	7	45,2	0,60	27,9	1,34
M6	12	43,3	0,65	27,0	1,19
M7	10	45,6	0,59	27,9	1,24
M8	7	43,2	0,64	26,7	1,22

En este caso el modelo M6 con RNBR da predicciones más precisas que cualquiera de los modelos con el perceptrón multicapa. La Figura 6 representa la evolución de los primeros 100 valores de dichas predicciones junto con los valores observados, para el año 2005 que se utilizó para evaluar la capacidad predictiva del método. En P.Silla las predicciones de NO_2 con la RNBR o el perceptrón multicapa, son más precisas que las de NO.

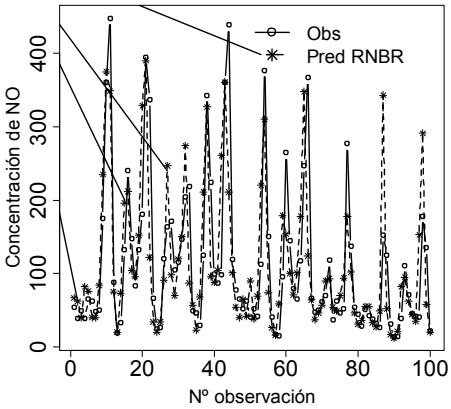


Figura 6* – Observaciones de NO (Obs) y sus predicciones con RNBR (Pred RNBR) para los 100 primeros días del año 2005, con modelo M6 en P.Silla.** ***(Observations of NO (Obs) and their predictions with RNBR (Pred RNBR) for the first 100 days of year 2005, with model M6 in P.Silla)

En la Tabla 7 se pueden ver los parámetros de evaluación de las predicciones de NO_2 en la estación Viveros, con la RNBR.

Tabla 7- *Resultados de la predicción de NO_2 en Viveros con RNBR.* **(Results of the prediction of NO_2 in Viveros with RNBR)**

Modelo	amplitud	ECM	r	EMA	PEMA
M1	1	18,6	0,55	14,6	0,67
M2	1,75	17,6	0,62	13,7	0,62
M3	2,25	18,6	0,55	14,6	0,67
M4	1,75	17,5	0,61	13,7	0,62

Tal y como refleja ta tabla anterior, la mejor predicción de NO_2 en Viveros se consigue con los modelos que incluyen las estacionalidades diarias y semanales (M2 y M4). La Tabla 8 da, para los mismos modelos y contaminante, los resultados con la RN perceptrón multicapa. El número de neuronas de la capa oculta es el óptimo que se obtuvo con experimentación. La función de activación es en este caso la sigmoide, y el algorimo de Levenberg-Marquard en la fase de entrenamiento.

Tabla 8- *Resultados de la predicción de NO_2 en Viveros con el perceptrón multicapa* **(Results of the prediction of NO_2 in Viveros with multilayer perceptron)**

Modelo	Nºneuronas	ECM	r	EMA	PEMA
M1	16	18,6	0,56	14,6	0,68
M2	30	17,1	0,64	13,4	0,62
M3	30	18,4	0,57	14,5	0,67
M4	30	17,3	0,64	13,5	0,61

La Tabla 8 muestra que con esta RN, también son mejores los modelos M2 y M4. Comparando con los valores de la Tabla 7, en este caso se obtienen predicciones más precisas que con la RNBR. La Figura 7 representa la evolución de las observaciones y predcciones de NO_2 para los 100 primeros dias del año 2002 en Viveros, con el perceptron multicapa y el modelo M2.

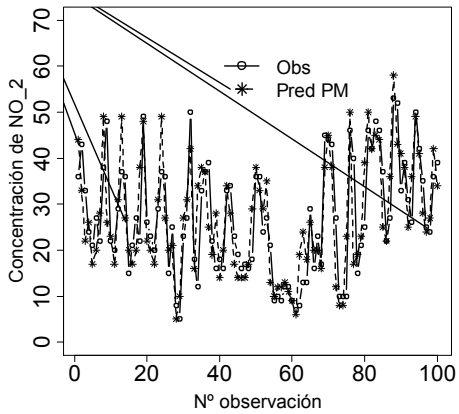


Figura 7 **- Observaciones de NO_2 (Obs) y sus predicciones con el perceptrón multicapa (Pred PM) para los 100 primeros días del año 2002, con modelo M2 en Viveros.** ***(Observations of NO_2 (Obs) and their predictions with the multilayer perceptron (Pred PM) for the first 100 days of year 2002, with model M2 in Viveros)***

Con RNBR, los valores de ECM y EMA fueron mejores en P.Silla que en Viveros con RNBR. Se observa una pauta similar con el perceptrón multicapa.

Los resultados de la predicción de NO en Viveros se pueden ver en las Tablas 9 y 10. La Tabla 9 corresponde a la predicción usando RNBR. Refleja que las mejores predicciones se obtiene con el modelo M8 que incluye como predictoras las estacionalidades y la concentración de NO_2. Sin embargo son claramente más imprecisas que las de NO_2 (ver Tabla 7). Los valores de ECM y EMA de este contaminante, dan mejores que en el caso de P.Silla, pero r y PEMA son peores en Viveros. La Tabla 10 da dicha predicción con el perceptrón multicapa. En este caso dicha RN funcionó mejor con función de activación la tangente hiperbólica y el algoritmo de Levenberg-Marquard.

Tabla 9- *Resultados de la predicción de NO en Viveros con RNBR.* **(Results of the prediction of NO in Viveros using RNBR)**

Modelo	amplitud	ECM	r	EMA	PEMA
M5	1,75	33,9	0,49	18,5	2,8
M6	2	33,2	0,53	18,3	2,9
M7	1	33,6	0,50	18,1	2,6
M8	2	33,2	0,53	18,1	2,7

Tabla 10- *Resultados de la predicción de NO en Viveros con el perceptrón multicapa* **(Results of the prediction of NO in Viveros with the multilayer perceptron)**

Modelo	Nºneuronas	ECM	r	EMA	PEMA
M5	7	33,8	0,49	19,3	3,32
M6	14	33,2	0,52	18,7	3,03
M7	16	33,8	0,49	19,4	3,21
M8	10	33,1	0,52	19,1	3,32

El modelo M6 da con este tipo de red la mejor predicción, que resulta más imprecisa que la del modelo M8 con RNBR, y en cualquier caso peores que las que se han obtenido para NO_2. En la Figura 8 se representan estas últimas junto con las 100 primeras observaciones del año 2004, que se utilizó en la etapa de evaluación de la capacidad predictiva del método.

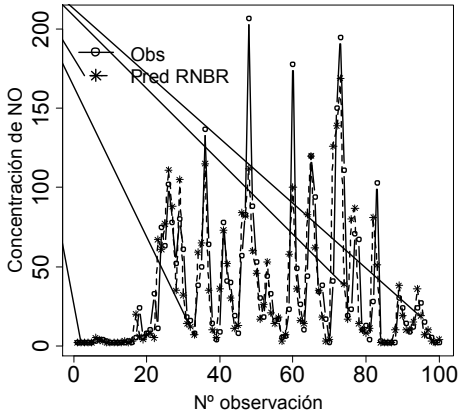


Figura 8 **- Observaciones de NO (Obs) y sus predicciones con la RNBR (Pred RNBR) para los 100 primeros días del año 2004, con modelo M8 en Viveros.** ***(Observations of NO_2 (Obs) and their predictions with the multilayer perceptron (Pred RNBR) for the first 100 days of year 2004, with model M8 in Viveros)***

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se analiza la aplicación de la red neuronal de base radial, para predecir a 24 horas vista concentraciones horarias de NO_2 y NO. El área de estudio esta ubicada en la zona urbana de Valencia (España). De toda la red de monitorización de la contaminación atmosférica, se han seleccionado dos estaciones, P.Silla y Viveros, en las que además de valores de los contaminantes se dispone de datos de parámetros climáticos y del volumen total de vehículos circulando. En dichas estaciones los dos contaminantes antes mencionados alcanzan valores críticos en el periodo de estudio, siendo de utilidad disponer de un método preciso de predicción de sus niveles.

Como variables predictoras se van incorporando gradualmente al modelo los parámetros climáticos, el nivel de tráfico, la concentración de NO_2 y NO, y las componentes estacionales de día y semana.

Con este método se obtuvieron predicciones más precisas para el NO_2 que para el NO en ambas estaciones. En el caso de P.Silla cuando el modelo utiliza los valores de las variables climáticas, tráfico, ciclos estacionales y niveles de contaminación de NO_2 y NO. En Viveros sin embargo, se obtiene mejor predicción de NO_2 cuando no se incluye la concentración presente de NO. En esta última estación los valores del error cuadrático medio y del error medio absoluto de la predicción de NO_2, son menores que en P.Silla, en la que la correlación entre predicciones y observaciones es mayor, así como el porcentaje de error medio absoluto.

Para predecir NO con las redes de base radial, en ambas estaciones resulta adecuado el modelo que incluye todas las predictoras. Se observa también que el error cuadrático medio y el error medio absoluto de dichas predicciones son menores en Viveros, pero la correlación y el porcentaje de error medio absoluto son mejores en P.Silla.

A efectos comparativos se incluye el resultado de la aplicación de las redes neuronales de perceptrón multicapa, que en trabajos recientes se han propuesto como método predictivo de niveles de diversos contaminantes. En todos los casos las predicciones con este método fueron más imprecisas que con las de base radial, salvo en Viveros para predecir valores de NO_2, donde el perceptrón multicapa dio mejor resultado sin incluir como predictora la concentración presente de NO.

5. REFERENCIAS

Ballester, F., P. Rodríguez, C. Iñíguez, M. Sáez, A. Daponte et al.(2006): "Air pollution and cardiovascular admissions association in Spain: result within the EMECAS project". *Journal of Epidemiology and Community Health,* **60**, 3, 328-336,

Bishop, C.M. (1995): *Neural networks for pattern recognition*. Claredon Press, Oxford, UK.

Capilla, C. (2013): "A comparison of artificial neural netwoks to forecast nitrogen dioxide concentrations". *15th Applied Stochastic Models and Data Analysis International Conference,* Mataró, España.

Caselli, M. L.Trizio, G. De Gennaro and P. Ielpo (2009): "A simple feedforward neural network for the PM_{10} forecasting: Comparison with a radial basis function networks and a multivariate linear regression model. *Water, Air & Soil Pollution*", **201**, 1, 365-377.

Gardner, M.W. and S.R.Dorling (2000): "Statistical surface ozone models: an improved methodology to account for non-linear behaviour". *Atmospheric Environment*, **34**, 1, 21-34.

Hornik, K., M.Stinchcombe and H.White (1989): "Multilayer feedforward networks are universal approximators". *Neural Networks*, **2**, 5, 359-366.

Ibarra-Berastegi, G. A.Elias, A.Barona, J.Saenz, A.Ezcurra and J.Diaz de Argandoña (2008): "From diagnosis to prognosis for forecasting air pollution using neural networks: Air pollution monitoring in Bilbao". *Environmental Modelling & Software*, **23**, 5, 622-637.

Lu, W., W. Wang, X.Wang, S.Yan and J. Lam (2004): "Potential assessment of a neural network model with PCA/RBF approach for forecasting pollutant trends in Mong Kok urban air, Hong Kong". *Environmental Research,* **96**, 1, 79-87.

Senger, S. (2000): "Estimation of the reduction of the concentration of air pollutants until the year 2010 in relation to the UN ECEE Göteborg protocol dated 1. December 1999". *Environmental Science and Pollution Research*, **7**, 2, 152-156.

Tenias, J.M, F. Ballester and M.L. Rivera (1998): "Association between hospital medical emergency visits for asthma and air pollution in Valencia". Spain, *Journal of Occupational and Environmental Medicine,* **55**, 4, 541-547.

Wang, C., W. Zhang, J.Wang and W. Zhao (2011) : "The prediction of SO_2 pollutant concentration using a RBF neural network". *Applied Mechanics and Materials,* **55-57**, 4, 1392.1396.

World Health Organization (2003): "Health aspects of air pollution with particulate matter, ozone and nitrogen dioxide". Report on a WHO Working Group, Bonn, Germany.

Rios Atmosféricos e precipitação na Ilha da Madeira: Análise de 10 anos
Atmospheric Rivers and precipitation in the Madeira Island: 10-years analysis

Flavio Couto [(1*)], Rui Salgado [(1,2)], Maria João Costa [(1,2)], e Victor Prior [(3)]
[(1)] Centro de Geofísica de Évora – CGE, Universidade de Évora, Évora, Portugal.
[(2)] Departamento de Física, Universidade de Évora, Évora, Portugal.
[(3)] Instituto Português do Mar e Atmosfera – IPMA, Lisboa, Portugal.
*couto.ft@gmail.com

SUMMARY

The purpose of this work is to bring more evidence about the Atmospheric Rivers (ARs) occurrence in the North Atlantic Ocean (NAO) and their relationship with significant precipitation in the Madeira Island during 10 winter seasons. In this study, the meridional water vapor transport associated to the ARs is visually identified from total precipitable water field extracted from the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) data. The IPMA national meteorological network of Madeira surface stations provide the precipitation data over the island used here. The detection of long and narrow moisture plumes associated with ARs that passed over Madeira, between winter 2002/2003 and winter 2011/2012, is made over a domain covering the NAO (latitudes between 10°N and 60°N and longitudes between 5°E and 100°W). The image analysis show that moist air emanating mainly from the Caribbean Sea and central region of the Tropical Atlantic may flow northward or eastward, usually in the form of a narrow band with an intense horizontal gradient of precipitable water, and throughout the winter periods. However, large part of these filamentary structures intersects the Madeira Archipelago in a dissipating stage. In addition, the analysis also allowed for the development of a conceptual model related to this meridional transport passing over the island.

1. INTRODUÇÃO

Durante os meses de outono/inverno a passagem de sistemas meteorológicos sobre o pronunciado relevo da ilha da Madeira oferecem as condições necessárias para que os maiores registos pluviométricos anuais possam ser observados nesse período. Inúmeros aspetos podem ser descritos acerca dos sistemas meteorológicos que afetam o tempo na ilha. No presente trabalho analisamos o importante papel desempenhado pelos rios atmosféricos. Localizados no sector quente dos ciclones extratropicais, esses rios são responsáveis por grande parte do transporte meridional de vapor de água da região tropical para as latitudes médias pela baixa troposfera, sendo reconhecidos como longas (> 2000 km) e estreitas (< 1000 km) bandas com alta concentração de vapor de água (Ralph et al., 2004; Zhu e Newell, 1994; Zhu e Newell, 1998). O impacto desse transporte de vapor de água de origem tropical no desenvolvimento e intensificação de sistemas meteorológicos nas latitudes médias tem sido melhor compreendido e documentado nos últimos anos, principalmente em regiões onde a orografia é um fator determinante na formação de precipitação do tipo orográfica (e.g. Houze, 2012). Por exemplo, é reconhecido que os rios atmosféricos favorecem o desenvolvimento de tempestades associadas a extremos de precipitação e consequentes cheias na costa oeste dos Estados Unidos (Ralph et al., 2004; Ralph et al., 2006; Neiman et al., 2008). A influência desses rios também é observada sobre outras regiões, como por exemplo, estando associado a cheias no Reino Unido (e.g. Lavers et al., 2011).

A Ilha da Madeira com uma área de aproximadamente 740 km^2 é a maior ilha do arquipélago da Madeira, também formado pelas ilhas de Porto Santo, Desertas e Selvagens. Localizada no Oceano Atlântico Norte e centrada na latitude 32º75'N e longitude 17º00'W, a Madeira forma uma barreira orográfica com orientação Oeste-Este (58 km de comprimento e 23 km de largura) apresentando picos que ultrapassam 1800 m, favorecendo a formação de precipitação do tipo orográfica. Tal precipitação, acontece por vezes de forma intensa, dando origem a cheias, enxurradas, deslizamentos de terra e derrocadas, como exemplificado dramaticamente em 20 de Fevereiro de 2010 e que resultou em perda de vidas humanas e prejuízos económicos que somaram milhões de euros. Estudos publicados após o desastre mostram os principais aspetos atmosféricos associados a este caso de precipitação extrema na Madeira, sendo que um inverno muito húmido e condições de larga escala favoráveis, nomeadamente devido à passagem de uma depressão, contribuíram para a ocorrência da aluvião (Fragoso et al., 2012). A orografia da ilha foi um fator determinante para converter a alta quantidade de humidade associada ao escoamento de sudoeste em precipitação (Luna et al., 2011). Por outro lado, este escoamento de sudoeste, contendo elevados valores de vapor de água no sector quente dos ciclones extratropicais foi reconhecido como "Rio Atmosférico" por Couto et al. (2012), estrutura que favorece a precipitação que é gerada e intensificada pelas condições locais de relevo, e que é particularmente forte nas terras altas da ilha da Madeira. Nesse artigo os autores verificaram que durante o inverno de 2009/2010, os rios atmosféricos que passaram sobre a ilha da Madeira desempenharam um importante papel na intensificação da precipitação nas regiões mais elevadas da ilha. Esse aspeto também foi observado num evento de cheia repentina e deslizamentos de terra observados no outono de 2012 (Couto et al., 2013). Para a identificaçao desses rios, os autores utilizaram imagens do total de agua precipitavel obtidas a partir de observaçoes do Satelite Aqua.

O objetivo do trabalho é documentar alguns aspetos relacionados com rios atmosféricos sobre o Atlântico, buscando compreender melhor a relação entre esses rios e os eventos de precipitação na ilha da Madeira durante 10 períodos de inverno. O trabalho está dividido da seguinte maneira: Secção 2 refere-se aos dados e metodologia adotada, sendo seguida pela discussão dos resultados (Secção 3), e conclusões obtidas (Secção 4).

2. DADOS E METODOLOGIA

Para a realização deste estudo foram utilizadas imagens com valores de água precipitável obtidos por meio do Atmospheric Infrared Sounder (AIRS), instrumento integrado no segundo satélite de observação da Terra (Projeto EOS-Aqua). O EOS-Aqua foi lançado em Maio de 2002, e encontra-se numa órbita circular quase polar a 705 km de altitude, com 2 observações por dia. O AIRS possui 2378 bandas espectrais no canal infravermelho (3.7 – 15.4 μm) e 4 bandas espectrais no visível e infravermelho próximo (0.4 - 1.0 μm) (Aumann et al., 2003). A área de observação seleccionada para o presente trabalho cobre grande parte do

Oceano Atlântico Norte, entre as latitudes de 10 e 60°N, e longitudes entre 100°O e 5°E (Figura 1).



Figura 1: O retângulo em destaque na imagem representa a região para qual foram analisados os valores de água precipitável obtidos por meio do AIRS, entre as latitudes de 10 e 60°N, e longitudes entre 100°O e 5°E.

A metodologia adotada consiste na análise visual de imagens de satélite referentes aos meses de inverno entre Dezembro de 2002 e Fevereiro de 2012, totalizando 10 invernos. Nos últimos anos, diferentes técnicas têm sido utilizadas para a identificação automática de rios atmosféricos (e.g., Ralph et al., 2004; Lavers et al., 2012; Wick et al., 2013). Neste estudo, os rios são reconhecidos e identificados visualmente como estreitas bandas com altos valores de água precipitável não tendo sido adotadoslimiares quantitativos nem para os valores de água precipitável, nem para o seu gradiente horizontal. Foram analisados os filamentos que apresentavam um gradiente horizontal de água precipitável sobre ou muito próximo da região da Madeira.

Nos dias em que a imagem satélite não tinha informação sobre a ilha, mas indiciava a existência de um rio que poderia passar sobre a ilha, utilizaram-se como apoio as análises do Centro Europeu de Previsão a Médio Prazo (ECMWF), operacionais, de 6 em 6 horas, para o domínio considerado na Figura 1, a 0.125º de resolução e para o mesmo período das observações de satélite.

No presente trabalho são também analisados registos de precipitação na estação meteorológica de superfície de Areeiro. Os registos de precipitação utilizados aqui foram obtidos pelo Instituto Português do Mar e Atmosfera – IPMA, entre Setembro de 2002 e Novembro de 2012. Os dados contém algumas falhas, nomeadamente durante os meses de Fevereiro, Novembro, e Dezembro de 2006, em que foram identificados pelo menos 15 dias em cada mês sem medições de precipitação nesta estação meteorológica. O critério de seleção da estação meteorológica a ser utilizada, baseia-se em dois pontos: 1) um dos mecanismos básicos de geração de precipitação do tipo orográfica está associado ao escoamento de ar estável sobre uma montanha, causando precipitação principalmente nas terras altas (Houze, 2012); e 2) Couto et al. (2012) mostraram o efeito da altitude na distribuição da precipitação sobre a ilha da Madeira ao longo do inverno de 2009/2010. No trabalho, os autores confirmaram este aspeto através da notória diferença entre os máximos acumulados na estação de Areeiro e do Funchal, as quais estão localizadas na vertente sul, a uma altitude de 1590 m e 58 m, respectivamente. Assim, optou-se pela estação de Areeiro, a qual registou os maiores acumulados diários, estando localizada próxima de um dos pontos mais elevados da ilha.

3. ANÁLISE E DISCUSSÃO

Nesta secção são apresentados os resultados da análise dos dados de precipitação e das observações do AIRS, assim como uma discussão acerca da influência dos rios identificados sobre a ilha nos registos de precipitação acumulada em Areeiro.

3.1 – PRECIPITAÇÃO EM SUPERFÍCIE

No que se refere ao acumulado sazonal de precipitação para a estação de Areeiro, a Figura 2.a mostra que os máximos de precipitação são registados principalmente durante o outono e inverno. No entanto, por vezes, invernos mais secos são seguidos por uma primavera mais húmida, como verificado nas primaveras de 2007 e de 2008, quando a precipitação total acumulada na estação apresentou valores maiores do que os invernos precedentes. De notar que o acumulado do inverno 2006/2007 pode não ser exactamente o total observado, uma vez identificadas algumas falhas na observação durante este período.

A partir da mesma figura, é importante destacar a elevada quantidade de precipitação acumulada durante o inverno 2009/2010 e no outono de 2012, o que faz dos mesmos os mais húmidos dos últimos dez anos, com acumulados de 2701.9 mm e 2051.7 mm, respectivamente. Em paralelo, destaca-se também o facto de a precipitação observada no ano de 2009 durante o verão (301.3 mm) e outono (944.5 mm) ter sido mais elevada quando comparada com os respectivos períodos, nos anos anteriores.

Para analisar a distribuição da precipitação em função da intensidade diária ao longo de cada estação do ano, a Figura 2.b mostra o número de dias em que a precipitação acumulada em 24 horas (PAc) se apresentou de acordo com a seguinte classificação: fraca (25 mm < Pac < 50 mm; verde), moderada (50 mm < Pac < 100 mm; amarelo), forte (100 mm< Pac < 200 mm; vermelho), e extrema (PAc> 200 mm; azul).

Em média, precipitações fracas e moderadas estão bem distribuídas ao longo das estações chuvosas (outono/inverno). Durante o verão são raros os dias com precipitação significativa, sendo possível observar somente um dia com precipitação moderada no ano de 2006 (73,6 mm), um dia com chuva fraca durante o verão de 2007 (26.9 mm), e 1 dia com precipitação fraca e 3 dias com precipitação diária acumulada entre 50 e 100 mm no verão de 2009.. Olhando para a distribuição da precipitação acumulada diariamente (Figura 2.c), observa-se que durante o verão, não há qualquer dia com precipitação acumulada em 24 horas acima de 25 mm para os meses de Julho e Agosto.

Relativamente ao período chuvoso, a Figura 2.b mostra que foram registados cinco eventos de precipitação extrema (valores superiores a 200mm/dia) ao longo de todo período, todos nos últimos 5 anos do período considerado. Estes casos são representados pela cor azul e estão associados a um episódio na primavera de 2008, dois durante o inverno de 2009/2010, seguidos de um no inverno de 2010/2011, e um no outono de 2012. Estes casos são facilmente reconhecíveis na Figura 2.c. Estes máximos ocorreram precisamente em 08 de Abril de 2008 (264,3 mm); 02 e 20 de Fevereiro de 2010, com acumulados de 284,8 mm e 387,1 mm, respectivamente; 25 de Janeiro de 2011 (297,2 mm); e em 30 de Outubro de 2012 (295 mm). Portanto, 3 casos de precipitação extrema ocorreram durante o inverno, um ocorreu na Primavera e o outro no Outono. Foram identificados para todo o período, 36 dias com eventos de precipitação forte: 14 dias no outono, 17 dias no inverno; 5 dias na primavera. Para os eventos com chuva moderada, estes foram observados num total de 90 dias, 37 no outono, 34 no inverno, 15 na primavera, e 4 no verão. Por fim, foram contabilizados 96 dias com precipitação de intensidade fraca, , sendo 31 no outono, 42 no inverno, 21 na primavera, e 2 no verão.

o número de dias com Precipitação de intensidade forte (100 e 200 mm/dia) apresentou um pico no inverno de 2009/2010, com sete dias ao longo da estação que, juntamente com os outros eventos significativos, fizeram deste inverno o mais húmido de todo período de estudo, com um acumulado sazonal acima de 2500 mm.

A partir dos gráficos apresentados na Figura 2, é evidente que o ano de 2009 foi anómalo em relação à precipitação, sendo marcado por um verão, outono e inverno muito mais húmidos que os anteriores, em especial o inverno com um acumulado de 2701.9 mm. A relação entre a precipitação observada à superfície e a passagem de rios atmosféricos sobre a ilha será discutida na Secção 3.3.

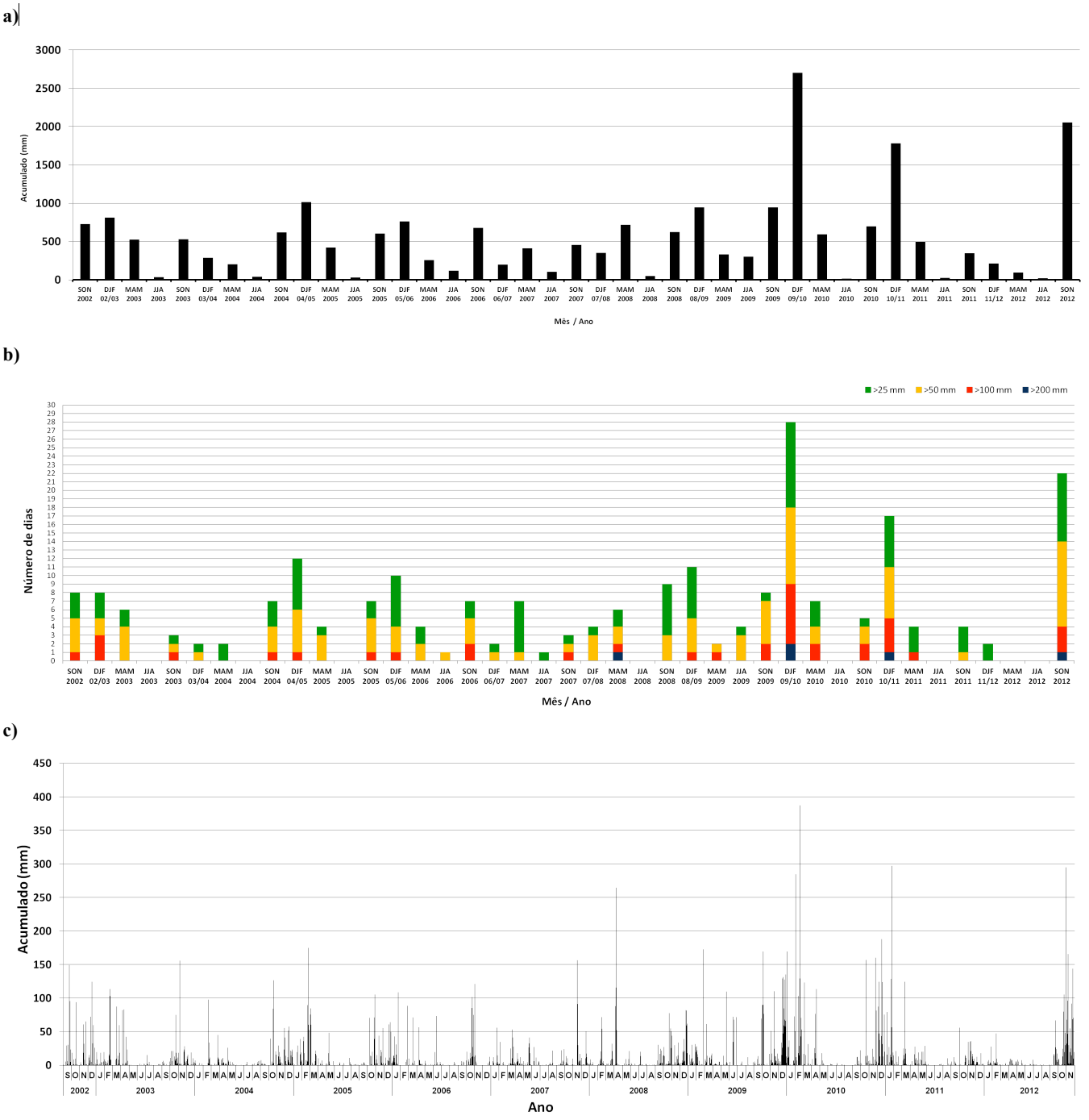


Figura 2: Registo de precipitação para a estação de Areeiro durante o período de Setembro de 2002 a Novembro de 2012: (a) Distribuição da precipitação acumulada sazonalmente, (b) Número de dias por estação do ano com precipitação diária acima de 25 mm (verde), 50 mm (amarelo), 100 mm (vermelho), e 200 mm (azul), e (c) Distribuição da precipitação acumulada diariamente.

3.2 – OBSERVAÇÕES DO AIRS

Em trabalhos anteriores observou-se que o transporte meridional de alta quantidade de vapor proveniente da região tropical para as latitudes médias, organizado sobre a forma de rios atmosféricos em em direção ao continente Europeu, passa por vezes sobre o Arquipélago da Madeira, fornecendo condições necessárias para o desenvolvimento de precipitação sobre a Ilha da Madeira, que possui um relevo propício à formação ou intensificação de precipitação do tipo orográfico, (Couto et al., 2012). Nesta secção são apresentados resultados referentes à análise do campo de água precipitável obtido por meio de observações do AIRS.

De maneira geral, a análise visual das imagens revelou que a região da Madeira é de facto atingida por estruturas filamentares com considerável quantidade de água precipitável. Tais estruturas foram consideradas e classificadas como rios atmosféricos, uma vez que possuíam um comprimento superior à largura e representavam nitidamente o transporte meridional/latitudinal de vapor, ou seja, o transporte de alta quantidade de vapor da região tropical para as latitudes mais altas. Apresenta-se aqui a análise das

observações diárias de satélite para 10 períodos de inverno, compreendendo os meses de Dezembro, Janeiro, e Fevereiro. Considerando o critério de seleção de rios atmosféricos descrito na Secção 2 selecionaram-se os dias em que sobre a ilha da Madeira havia uma estrutura filamentar apresentando um gradiente horizontal de água precipitável, sem tomar como base qualquer limiar de quantidade desta variável.

Para os 10 períodos de inverno, foram selecionados 49 dias em que exatamente sobre a ilha ou muito próximo, se encontrava uma estrutura filamentar, muitas vezes com largura de poucas centenas de quilómetros e comprimento superior a milhares de quilómetros, e em outras situações com uma largura maior e um comprimento menor, no entanto, não suficiente para que a estrutura perdesse o caráter filamentar. A partir da evolução das observações verificou-se que muitos rios passam sobre a ilha em um estágio de dissipação, apresentando valores por vezes inferiores a 25 kg/m^2 e não se configurando de modo a representar um intenso transporte de vapor.

De entre os 49 dias foi possível selecionar 28 dias em que esses rios se apresentaram bem configurados antes e durante a passagem sobre o arquipélago, contabilizando 25 episódios, uma vez que 3 foram observados com duração de 2 dias. Os episódios são apresentados na Tabela 1, juntamente com os valores de água precipitável (PWAT) observados ao redor da ilha. Em 3 desses 25 episódios fez-se necessário a utilização das análises do Centro Europeu (ECMWF), uma vez que sobre a ilha não houve observação. Apesar de as análises subestimarem os valores de água precipitável em comparação com os valores estimados pelo AIRS, o padrão do campo é semelhante, sendo suficiente para confirmar a presença de uma estrutura filamentar sobre a ilha.

Considerando os 7 primeiros períodos de inverno, os rios foram observados passando sobre a ilha de forma menos intensa, com água precipitável ao redor de 30 kg/m^2, e frequente, com uma ocorrência não superior a 3 casos durante os invernos de 2002/2003, 2005/2006, e 2006/2007, 1 episódio no inverno de 2008/2009 e nenhuma ocorrência nos invernos de 2003/2004, 2004/2005, e 2007/2008. A não identificação de rios sobre a ilha da Madeira nos períodos mencionados, não significa que não houve rios nesses períodos sobre o Atlântico, somente não foi observado nenhum dia em que essas estruturas filamentares se encontrassem bem definidas sobre a ilha. Como já referido anteriormente, muitos rios passam sobre a ilha em um estágio de dissipação, o que eliminou muitos casos.

Ainda pela Tabela 1, é possível destacar que os rios atmosféricos foram mais frequentes ao longo do inverno de 2009/2010, com um total de 10 episódios, os quais também foram mais intensos com elevados valores de água precipitável nas proximidades da ilha. Este período foi marcado por rios muito mais intensos, com valores muitas vezes superior a 40 ou ainda 50 kg/m^2. No inverno de 2010/2011 também se verificou uma frequência maior de rios sobre a ilha (5 episódios), porém não tão intensos como no inverno de 2009/2010, com a maioria dos casos apresentando valores inferiores a 40 kg/m^2. Nota-se também que no inverno de 2011/2012, não se identificaram rios passando exatamente sobre a ilha.

Tabela 1 – Dias em que rios atmosféricos foram identificados sobre a ilha da Madeira considerando 10 períodos de inverno, com os respectivos valores água precipitável observados próximo da ilha, o modelo conceitual ao qual este pertence, utilização (x) ou não (-) das análises do Centro Europeu (ECMWF) para confirmação da existência do rio sobre a ilha, bem como a precipitação observada na estação de Areeiro.

Inverno		Rios atmosféricos				Precipitação
		DIA	PWAT	MODELO	ECMWF	
2002/2003	01	16/12/2002	40-45 kg/m^2	2	-	124.30 mm
	02	21/01/2003	35-40 kg/m^2	1.a	-	4.50 mm
	03	18/02/2003	30-35 kg/m^2	1	-	16.20 mm
		19/02/2003	< 25 kg/m^2		-	0.00 mm
2005/2006	04	25/12/2005	35-40 kg/m^2	1	-	64.30 mm
	05	26/01/2006	35-40 kg/m^2	1.b	-	N/D*
	06	17/02/2006	25-30 kg/m^2	1.a	x	N/D
2006/2007	07	08/12/2006	35-40 kg/m^2	1.a	-	N/D
	08	14/02/2007	25-30 kg/m^2	1	-	0.00 mm
	09	22/02/2007	25-30 kg/m^2	1	-	1.00 mm
2008/2009	10	30/12/2008	30-35 kg/m^2	2	x	N/D
2009/2010	11	11/12/2009	30-35 kg/m^2	1	-	33.80 mm
	12	15/12/2009	35-40 kg/m^2	1	-	129.20 mm
	13	17/12/2009	> 40 kg/m^2	1	-	131.50 mm
	14	22/12/2009	N/A	1	x	127.70 mm
		23/12/2009	45-50 kg/m^2		-	N/D
	15	28/12/2009	40-45 kg/m^2	1	-	135.10 mm
	16	02/01/2010	35-40 kg/m^2	1	-	169.70 mm
	17	07/02/2010	30-35 kg/m^2	1	-	7.30 mm
	18	14/02/2010	35-40 kg/m^2	1	-	103.30 mm
	19	20/02/2010	> 50 kg/m^2	1	-	387.10 mm
	20	26/02/2010	35-40 kg/m^2	1	-	53.10 mm
		27/02/2010	35-40 kg/m^2		-	N/D
2010/2011	21	04/12/2010	45-50 kg/m^2	2	-	80.50 mm
	22	27/12/2010	35-40 kg/m^2	1	-	37.40 mm
	23	06/01/2011	30-35 kg/m^2	1	-	79.10 mm
	24	13/02/2011	30-35 kg/m^2	1.b	-	4.70 mm
	25	19/02/2011	30-35 kg/m^2	1	-	13.20 mm

*N/D – não disponível.

Neste trabalho, o objectivo principal é analisar as massas de vapor que se deslocam do Atlântico Tropical, principalmente com origem nas Caraíbas, e que na sua trajectória passam sobre a ilha da Madeira, criando um ambiente favorável à ocorrência de precipitação intensa sobre a ilha, podendo dar origem a casos da magnitude do observado em 20 de Fevereiro de 2010. Um dos pontos importantes nesta secção é observar quanto de água precipitável deve ser transportada na região da ilha em meses de inverno, no âmbito de identificar fatores precursores da ocorrência de intensa precipitação.

A análise detalhada do padrão destas bandas possibilitou a elaboração de um modelo conceptual de como essas estruturas filamentares se dispõem sobre a região da ilha, incluindo filamentos com água precipitável desde os 20 a 25 kg/m^2 até valores da ordem de 50 kg/m^2. A análise completa das imagens permitiu observar que sobre a região da Madeira, essas estruturas filamentares com significativos valores de água precipitável se estabelecem basicamente de 2 modos ao longo dos períodos de inverno, que designamos por modelos conceptuais ilustrados na Figura 3 e descritos abaixo, cada um com suas principais características.

MODELO 1 (Figura 3.a): estreitos corredores (largura de poucas centenas de quilômetros e comprimento de milhares de quilômetros) com valores típicos de água precipitável entre 25 a 30 kg/m², apresentando, por vezes maiores concentrações de vapor de água, com regiões de água precipitável acima de 40 kg/m². Suportando a ideia de transporte de alta quantidade de vapor a partir dos trópicos em direção ao Polo, em algumas situações verifica-se que os filamentos se estendem até latitudes superiores a 50°N. Em geral, os rios apresentam uma orientação de sudoeste-nordeste ao passar sobre a ilha. Este modelo genérico inclui diferentes configurações particulares, incluindo 2 padrões típicos que podemos identificar como *MODELO 1.a* e *MODELO 1.b*, Figuras 3.b e 3.c, respectivamente. Ambos os submodelos apresentaram-se de forma filamentar, tal como o MODELO 1, porém com variações na orientação do transporte de vapor. No MODELO 1.a, este é mais meridional e não apresentando muita variação latitudinal, ou seja, são responsáveis pelo transporte de vapor proveniente da região oeste do Atlântico, numa latitude próxima ou ligeiramente acima de 30°N. No caso do MODELO 1.b, verifica-se uma ondulação desse transporte canalizado na direção Sul, forçado basicamente pelo deslocamento de massas de ar mais secas para a região subtropical.

MODELO 2 (Figura 3.d): estrutura não tão fina como as do primeiro modelo (corredores), mas que se apresentam associadas a um tipo de circulação ciclónica, com origem numa depressão 6tipicamente centrada a noroeste do Arquipélago da Madeira, entre o Arquipélago dos Açores, e a costa sudoeste do continente europeu. Neste caso o transporte assemelha-se claramente a uma esteira transportadora quente, localizada no sector quente de ciclones extratropicais, a qual é responsável pelo transporte de alta quantidade de vapor. Uma vez que essas estruturas mantiveram o aspeto filamentar, com um comprimento superior à largura, podem ser considerados como rios atmosféricos, uma vez que o vapor transportado para a região extratropical tem origem na região tropical, nomeadamente, no Atlântico Tropical Oeste e Central.

Cada episódio de rio da Tabela 1 foi classificado como um desses dois tipos de modelo, também indicados na tabela, podendo destacar-se que o MODELO 1 foi mais frequente que o MODELO 2, o qual foi identificado sobre a ilha apenas 3 vezes.

3.3 Rios Atmosféricos, precipitação e casos de exemplo

Em relação à passagem desses rios e à precipitação observada sobre a ilha, no presente trabalho verificou-se que a quantidade de vapor transportada pelos rios influencia significativamente a quantidade de chuva registada sobre a ilha, em especial, na região mais elevada. A Tabela 1 mostra a precipitação observada na estação de Areeiro em cada dia em que foi identificado rio atmosférico sobre a ilha, salvo alguns dias que não houve registo.

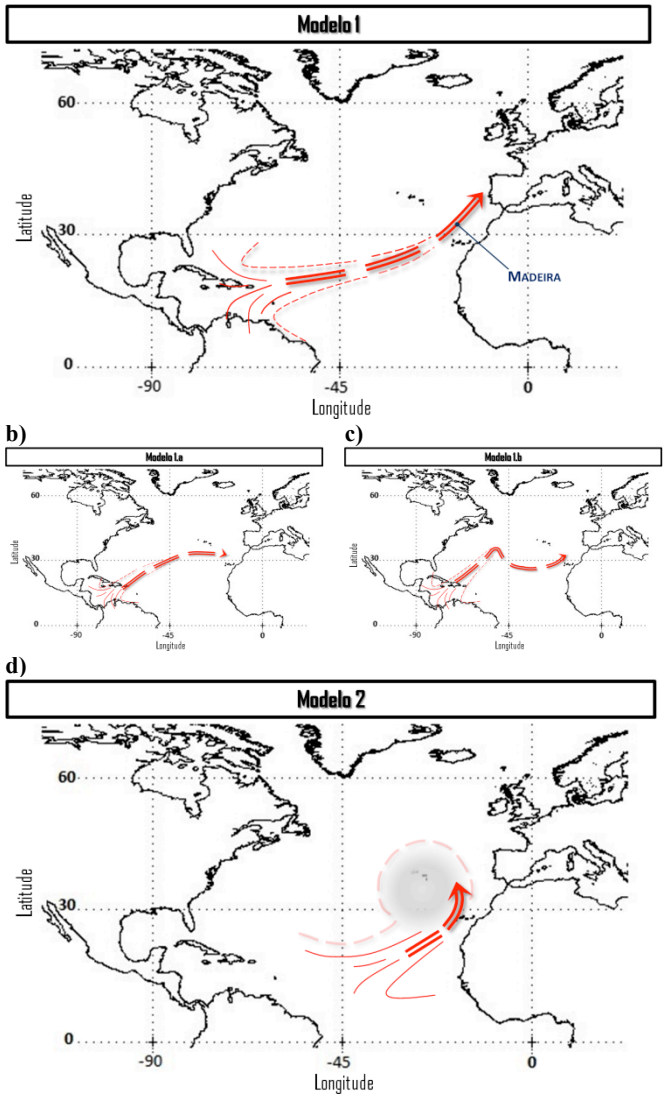


Figura 3: Modelo conceitual de dois tipos básicos de rios que foram observadas passando sobre a ilha da Madeira ao longo dos períodos de inverno considerados, ambos responsáveis pelo transporte meridional de vapor. (a) MODELO 01 ou corredor, (b) MODELO 1a, (c) MODELO 1b, e (d) MODELO 02 ou tipo esteira transportadora.

Pela comparação desses resultados com os resultados discutidos na Secção 3.1, verifica-se que 1 dos 3 casos de chuva extrema esteve associado a passagem dessa estrutura sobre a ilha. Em relação às outras classes de intensidade de precipitação, destaca-se que 7 de 17 dias de chuva forte, foram favorecidos por rios, enquanto os eventos de precipitação de intensidade moderada e fraca não foram muito influenciados. Dos 34 dias com precipitação moderada, 3 estiveram relacionadas com rios, enquanto somente 2 dias dos 42 eventos classificados como de chuva fraca observados ao longo do período são associáveis à presença de rios. Destaca-se que em 6 episódios de rios não foi observada precipitação no Areeiro.

Para o inverno de 2009/2010, alguns casos já tinham sido identificados por Couto et al. (2012), destacando-se o rio observado no dia 20 de Fevereiro de 2010, o qual apresentou uma quantidade de vapor de água muito superior ao observado para os rios identificados ao longo dos 10 invernos, com valores de água precipitável, igual ou superior a 50 kg/m² (Figure 4.a). A passagem desse rio favoreceu a ocorrência de extrema precipitação sobre a ilha, ocasionando enchentes repentinas e deslizamentos de terra em vários pontos, deixando dezenas de mortos e milhões de Euros em danos materiais.

Um segundo exemplo da presença de rio atmosférico sobre a ilha da Madeira é apresentado na Figura 4.b. Corresponde a um caso de precipitação de intensidade moderada(64.30 mm), em que

precipitável entre 35-40 kg/m^2.

Na Figura 4.c apresenta-se um outro exemplo, associado a um rio atmosférico do tipo MODELO 2, na origem de um evento de forte precipitação, observado no dia 16 de Dezembro de 2002, com um acumulado diário de 124.30 mm.É possível verificar, para além de intensos valores de água precipitável, da ordem de 40 kg/m^2, uma curvatura do rio no sentido anti-horário a norte do arquipélago dos Açores.

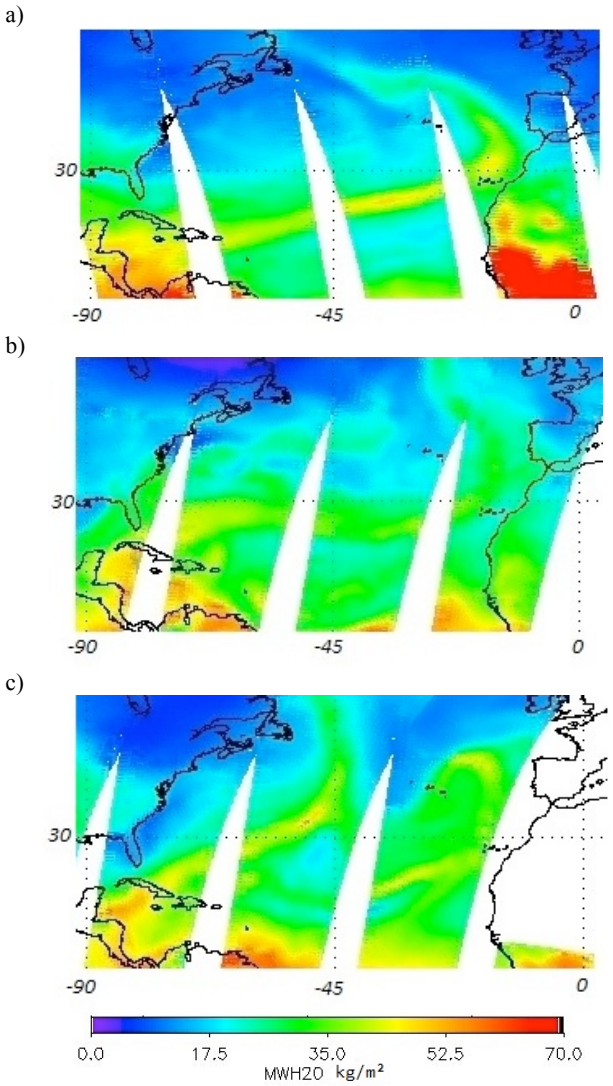


Figura 4: Fragmento das imagens de satélite para os dias em que rios atmosféricos foram identificados sobre a ilha. (a) 20 de Fevereiro de 2010 às 18:59 UTC, (b) 25 de Dezembro de 2005 às 07:41 UTC, e (c) 16 de Dezembro de 2002 às 08:41 UTC. A escala de cores representa a quantidade total de vapor de água integrada desde a superfície até ao topo da atmosfera.

É importante destacar que, para além da quantidade de água precipitável observada nos rios atmosféricos, a orientação e tipo do mesmo também deve ser considerado para o caso da Madeira. Pela análise do modelo conceptual para os dias em que houve registo de precipitação, destaca-se que dias com precipitação significativa estiveram associados a rios do Modelo 2, os quais mesmo com uma frequência muito menor que os do MODELO 1, se mostraram-associados a precipitação moderada e forte. Os casos dos MODELOs 1.a e 1.b estiveram relacionados com chuva muito fraca, mesmo quando apresentavam valores de água precipitável superiores a 35 kg/m^2, enquanto outros exmplos de tipo MODELO 1, quando apresentando altos valores de água precipitável favoreceram a ocorrência de precipitação forte ou extrema.

4. CONCLUSÕES

com o transporte de vapor no Oceano Atlântico por meio de estreitas bandas com alta quantidade de água precipitável, relacionando-o com a precipitação observada sobre a ilha da Madeira ao longo de 10 períodos de inverno (2002-2012). Por meio do desenvolvimento deste estudo foi possível verificar e confirmar o impacto do transporte meridional de vapor na precipitação observada na ilha, o qual proporciona condições favoráveis ao desenvolvimento de precipitação, por vezes apresentando forte intensidade. A utilização dos dados de água precipitável obtidos por satélite tem sido fundamental no estudo, uma vez que os rios atmosféricos são facilmente identificados por meio desse produto.

A análise nos leva a concluir que os rios atmosféricos de facto são responsáveis por transportar para as regiões de latitudes mais altas grande quantidade de vapor proveniente da região tropical. A fonte de vapor situa-se principalmente na região das Caraíbas. Em geral, estes rios passam sobre a Madeira num estágio de dissipação, apresentando valores relativamente baixos de água precipitável. No entanto, por vezes são mais intensos o suficiente para conseguir atravessar o Atlântico e atingir a ilha ainda bem configurados, em forma e intensidade. Nestes casos, precipitação significativa na ilha é favorecida.

É evidente que quanto maior a quantidade de vapor transportada por esses filamentos com origem na região tropical, maior a possibilidade de ocorrência de chuva significativa sobre a ilha. Contudo, no presente trabalho mostra-se que os rios precisam apresentar altos valores de água precipitável para que forte precipitação seja registada. Esta característica foi verificada a partir da análise dos valores observados próximo da ilha quando da identificação dos rios. Para os casos de rios atmosféricos com valores em uma média de 35 kg/m^2, foi observada fraca precipitação sobre a ilha, enquanto para os rios que transportavam uma quantidade de vapor superior a 40 kg/m^2, estes favoreceram a ocorrência de precipitação forte a extrema na Madeira. Essa conclusão indica que os rios devem conter algo superior a 40 kg/m^2 durante o período de inverno, caso contrário, a orografia da ilha não é muito eficiente para conversão da água precipitável em precipitação e, portanto, eventos de precipitação com intensidade moderada ou fraca são registados. Esses corredores, ou rios quando já se encontravam em fase de dissipação sobre a ilha, geralmente não favoreceram a ocorrência de intensa precipitação.

Ambos os modelos aqui apresentados têm como objetivo clarificar e ajudar na compreensão de como o transporte meridional de vapor tem afetado a precipitação na Ilha da Madeira ao longo do período de inverno. Contudo, juntamente com o modelo, verificou-se que rios atmosféricos com água precipitável acima de 40 kg/m2, favorecem a ocorrência de intensa precipitação sobre a ilha durante o inverno, principalmente se estes estiverem configurados de acordo com o MODELO 1 e 2. Salienta-se também que alguns dos casos mais significativos e até mesmo extremos de eventos de precipitação sobre a ilha ocorridos nos 10 invernos estudados, não foram favorecidos por esse tipo de estrutura o que indica ser necessário alargar o estudo a outras situações específicas, buscando compreender melhor os ambientes que favorecem a ocorrência de eventos significativose que não estão associados ao transporte meridional de vapor em larga-escala, , sob a forma de rios troposféricos.

5. AGRADECIMENTOS

Esse trabalho tem sido financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) no âmbito da bolsa de Doutoramento com referência SFRH/BD/81952/2011. Os autores também agradecem o financiamento do Centro de Geofísica de Évora, Portugal, a partir do contrato com a FCT Pest-OE/CTE/UI0078/2011.

6. REFERÊNCIAS

Aumann, H., M.T. Chahine, C. Gautier, M.D. Goldberg, E. Kalnay, L.M. McMillin, H.E. Revercomb, P.W. Rosenkranz, W.L. Smith, D.H. Staelin, L.L. Strow, J. Susskind, (2003): AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: design, science objectives, data products, and

264.
Couto, F.T., R. Salgado, e M.J. Costa, (2012): Analysis of intense rainfall events on Madeira Island during the 2009/2010 winter, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 2225-2240, doi:10.5194/nhess-12-2225-2012.
Couto, F.T., R. Salgado, e M.J. Costa, (2013): Flash flood in Madeira Island in autumn 2012. 7th European Conference on Severe Storms. Helsinki-Finland.
Fragoso, M., R.M. Trigo, , J.G. Pinto, S. Lopes, A. Lopes, S. Ulbrich, e C. Magro, (2012): The 20 February 2010 Madeira flash-floods: synoptic analysis and extreme rainfall assessment, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 715-730, doi:10.5194/nhess-12-715-2012.
Houze, R. A. Jr., (2012): Orographic effects on precipitating clouds, Rev. Geophys., 50, RG1001, doi:10.1029/2011RG000365.
Lavers, D.A., R.P. Allan, E.F. Wood, G. Villarini, D.J. Brayshaw, e A.J. Wade, (2011): Winter floods in Britain are connected to atmospheric rivers, Geophys. Res. Lett., 38, L23803, doi:10.1029/2011GL049783.
Lavers, D.A., G. Villarini, R.P. Allan, E.F. Wood, e A. J. Wade, (2012): The detection of atmospheric rivers in atmospheric reanalyses and their links to British winter floods and the large-scale climatic circulation, Journal of Geophysical Research, 117, D20106, doi:10.1029/2012JD018027.
Luna, T., A. Rocha, A.C. Carvalho, J.A. Ferreira, e J. Sousa, (2011): Modelling the extreme precipitation event over Madeira Island on 20 February 2010, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, 2437-2452, doi:10.5194/nhess-11-2437-2011.
Neiman, P.J., F.M. Ralph, G.A. Wick, J.D. Lundquist, M.D. Dettinger, (2008): Meteorological Characteristics and Overland Precipitation Impacts of Atmospheric Rivers Affecting the West Coast of North America Based on Eight Years of SSM/I Satellite Observations. J. Hydrometeor, 9, 22–47, doi: http://dx.doi.org/10.1175/2007JHM855.1.
Ralph, F.M., P.J. Neiman, G.A. Wick, (2004): Satellite and CALJET Aircraft Observations of Atmospheric Rivers over the Eastern North Pacific Ocean during the Winter of 1997/98. Mon. Wea. Rev., 132, 1721–1745, doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1721:SACAOO>2.0.CO;2.
Ralph, F.M., P.J. Neiman, G.A. Wick, S.I. Gutman, M.D. Dettinger, D.R. Cayan, e A.B. White, (2006): Flooding on California's Russian River: Role of atmospheric rivers, Geophys. Res. Lett., 33, L13801, doi:10.1029/2006GL026689.
Wick, G.A., P.J. Neiman, e F.M. Ralph, (2013): Description and validation of an automated objective technique for identification and characterization of the integrated water vapor signature of atmospheric rivers. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 51, 2166–2176.
Zhu, Y., e R.E. Newell, (1994): Atmospheric Rivers and bombs. Geophys. Res. Lett., 21, 1999-2002.
Zhu, Y., e R.E. Newell, (1998): A Proposed Algorithm for Moisture Fluxes from Atmospheric Rivers. Mon. Wea. Rev., 126, 725–735. doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<0725:APAFMF>2.0.CO;2.

Testes de sensibilidade às parametrizações de cúmulos na previsão de precipitação do WRF

Sensitivity tests of cumulus parameterizations in the WRF precipitation forecast

Juan A. Ferreira[(1)] , Alfredo Rocha[(1)] e Ana C. Carvalho[(2)]
[(1)]CESAM and Dept. Physics, University of Aveiro, Aveiro, Portugal
[(2)]CENSE, Department of Science Environmental Engineering, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, 2829-516 Caparica, Portugal

SUMMARY

The current WRF operational weather forecast system in use in the Department of Physics of the University of Aveiro was applied, but forced with the ERA-Interim ECMWF reanalysis data, for several rainy periods in the first six months of 2012 in order to assess the model performance with respect to precipitation. The results were presented by Ferreira et al. (2013), were it was observed a poor model performance in predicting precipitation. This work aims to clarify the role of the cumulus parameterization, by making a sensibility test to the various schemes available in the WRF model and comparing them against available observations.

1. INTRODUÇÃO

Em Abril de 2013, Ferreira et al. (2013) apresentaram uma comunicação em que se comparam diferentes métodos de inicialização e vários tempos de spin-up. Estes autores chegaram à conclusão que o melhor método de inicialização, no que respeita à simulação da variável precipitação, era o que utilizava assimilação de precipitação. Este estudo também revelou que o modelo, em qualquer das configurações em que foi testado, não apresentava uma boa simulação das quantidades de precipitação. Estes resultados motivaram o teste de sensibilidade à parametrizações de cúmulos que se apresentam neste trabalho. Assim, com um período de spin-up superior a 6 horas, foram testados 4 períodos de precipitação distintos, distribuídos pelo primeiro semestre do ano 2012, onde cada período foi simulado com cada uma das parametrizações disponíveis na versão 3.5 do modelo WRF-ARW.

2. METODOLOGIA

O modelo WRF-ARW, versão 3.5, foi aplicado numa configuração de dois domínios aninhados, de 25 e 5 km de resolução, cobrindo Portugal Continental (*Figura 1*), com discretização vertical de 27 níveis, desde a superfície até aos 10 hPa. As principais características dos 2 domínios estão resumidas na *Tabela 1*. O modelo foi forçado com as reanálises ERA Interim do Centro Europeu para as Previsões a Médio Prazo (ECMWF).

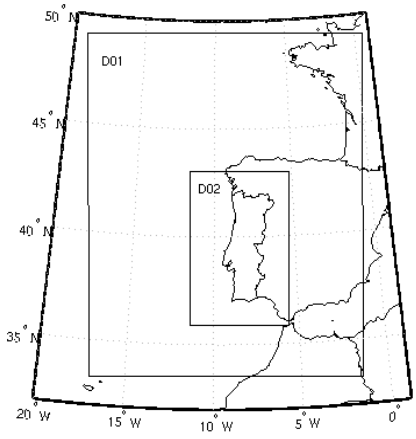


***Figura 1* - Configuração dos domínios.**

***Tabela 1* – Características dos domínios.**

Caraterística	D01	D02
Dimensões Horizontais	60 × 73	106 × 161
Resolução Horizontal (m)	25000	5000
Nº Níveis Verticais	27	27

As principais parametrizações do modelo encontram-se resumidas na *Tabela 2*. Mantendo estas parametrizações constantes, ao longo das diferentes experiências, apenas foi mudado a parametrização de cúmulos do modelo. Na versão actual existem 7 opções diferentes, enumerados na *Tabela 3*.

***Tabela 2* - Principais parametrizações.**

Opções Físicas	Parametrizações
Microfísica	WRF Single-Moment 6-class
Radiação de curto comprimento de onda	Dudhia
Radiação de longo comprimento de onda	RRTM
Camada Limite Superficial	MM5 similarity surface layer
Camada Limite Planetária	Yonsei University (YSU)
Modelo de Solo	Noah Land Surface

***Tabela 3* - Experiências numéricas (http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/users_guide_chap5.htm#Phys).**

	Esquema de cumulos
Cuphys_01	Kain-Fritsch
Cuphys_02	Bett-Miller-Janjic
Cuphys_03	Grell-Devenyi
Cuphys_05	Grell 3D
Cuphys_06	Tiedtke
Cuphys_07	Zhang-McFarlane
Cuphys_14	New Simplified Arakawa-Schubert

Os períodos de precipitação foram escolhidos com base em duas estações do SNIRH localizadas no centro de Portugal, Barragem do Castelo de Burgães (40.853º N, -8.379º W) e Varzielas (40.586º N, -8.188º W), uma vez que esta área é de grande interesse para o projecto em que este trabalho se insere. Nas *Figura 2* e*Figura 3* podem-se observar os períodos de precipitação simulados. O início das simulações ocorre sempre 6 ou mais horas antes do início do período de precipitação.

Ao todo foram efectuadas, para cada período, sete simulações, uma para cada esquema de cúmulos da *Tabela 3*.

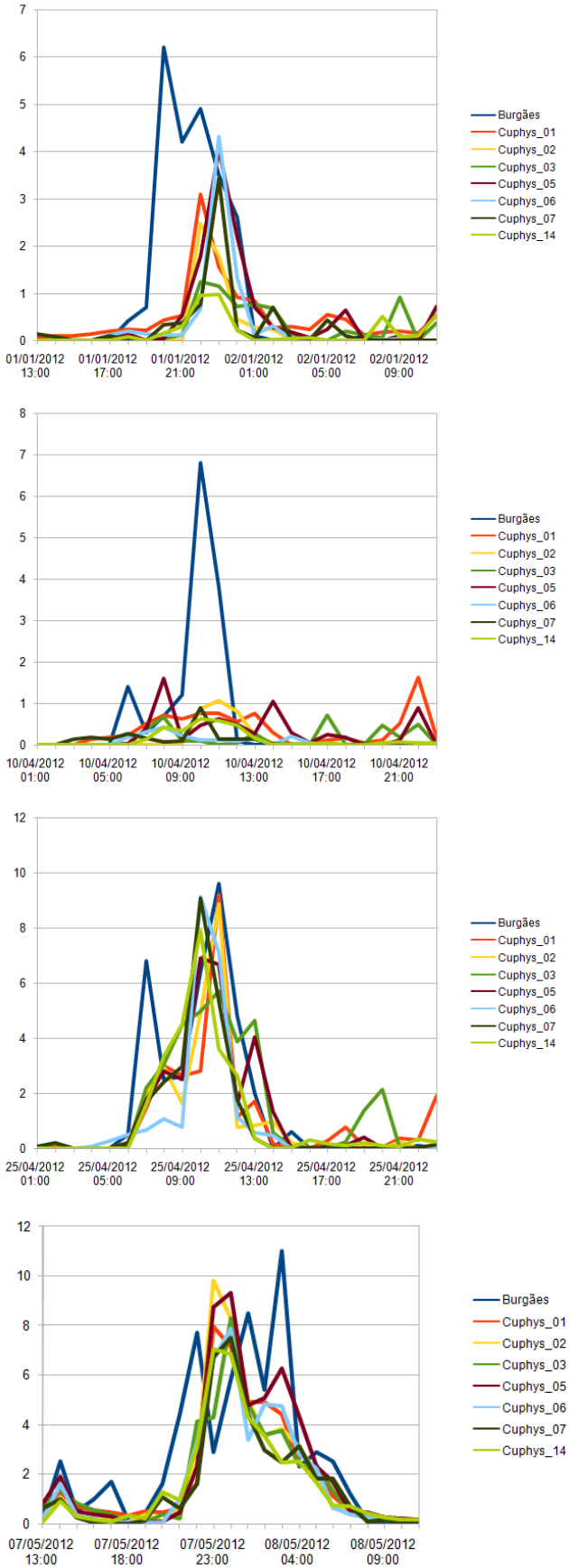


Figura 2 - Comparação da precipitação prevista pelo modelo de cada esquema de convecção para os três períodos considerados para a estação de Barragem de Castelo Burgães.

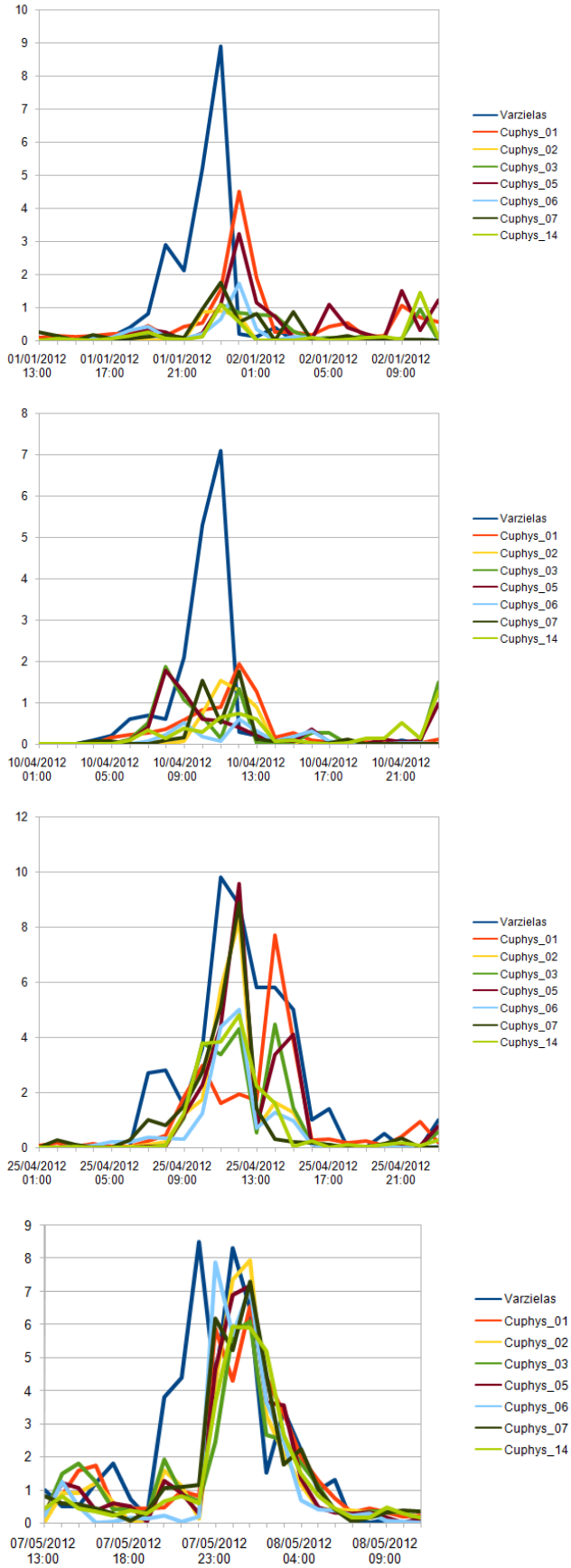


Figura 3 - Comparação da precipitação prevista pelo modelo de cada esquema de convecção para os três períodos considerados para a estação de Varzielas.

3. RESULTADOS E DISCUSSAO

Nas *Figura 2Figura 3* podem-se ver comparações entre as precipitações observadas nas estações de Barragem de Castelo Burgães e Varzielas e as simulações com as diferentes opções de cúmulos, para cada período considerado. Existe uma diferença clara entre os dois primeiros períodos e os dois últimos. Nos dois primeiros períodos, a precipitação que ocorreu em Portugal Continental teve origem em passagens frontais, assim, a precipitação gerada pelo esquema de cúmulos é muito inferior à precipitação resolvida explicitamente pelo modelo através do esquema de parametrização da microfísica. Já nos últimos dois períodos o tipo de precipitação que ocorreu em Portugal Continental é de origem convectiva e o modelo tende a dar melhores resultados, para algumas das opções testadas.

Comparando as estações da Barragem de Castelo de Burgães e de Varzielas para os períodos de 25 de Abril e 7 e 8 de Maio de 2012, painéis de baixo das *Figura 2Figura 3*, nota-se que a parametrização com precipitação abaixo da observada é a obtida com a parametrização de Grell-Devenyi (Cuphys_03). Por análise destas séries temporais não se consegue distinguir uma única parametrização com melhores resultados. Essa escolha deve ser feita por evidência estatística do erro.

4. CONCLUSÕES E TRABALHO FUTURO

Como pode ser observado nos períodos de 1 e 2 de Janeiro e de 10 de Abril de 2012 (*Figura 2Figura 3*), é necessário fazer um estudo de sensibilidade às parametrizações de microfísica do modelo operacional, de forma a tentar melhorar a previsão de precipitação à escala do modelo.

Com base na recolha de informação de precipitação na região centro de Portugal, realizado no âmbito do projecto RESORT - Previsão de Alta Resolução da Precipitação com Potencial Erosivo, fazer um avaliação estatística do erro das várias opções de cúmulos, de forma a escolher a opção com menor erro.

5. REFERÊNCIAS

Ferreira, J., A. Carvalho, J. J. Keizer and A. Rocha (2013): "On re-initialization methods and spin-up periods effects on WRF precipitation diagnostics". EGU General Assembly 2013. Vienna, Austria. 7 - 12 April.

Climate projections and uncertainties for the Portuguese viticultural regions
Projeções climáticas e incertezas para as regiões vitícolas Portuguesas

H. Fraga[(1)], A.C. Malheiro[(1)], J. Moutinho-Pereira[(1)] and J.A. Santos[(1)]
[(1)] CITAB, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 1013, Vila Real, Portugal, hfraga@utad.pt

SUMMARY

Portugal is currently the 11th wine producing country in the world and viticulture has a strong influence in the country's economic stability and growth. For this reason, understanding the potential impacts of climate change on the development of this crop is crucial. The use of high spatial resolution datasets has demonstrated to be of great importance in viticultural zoning research, since it is necessary to capture the effect of environmental variability on this crop. This is particularly relevant regarding viticultural regions with steep climate gradients, where large scale assessments cannot truly represent the vineyard climate. In this study, the current and future viticultural zoning in the Portugal is depicted. This is achieved by computing a set of bioclimatic indices for the present (1950-2000), using an observational dataset at 1km resolution, and for the future (2041-2070), using an RCM ensemble at 25km resolution. A downscaling methodology, the 'delta method', is applied to the future bioclimatic indices, allowing a spatial characterization at a near 1km-grid resolution. Results show mesoclimatic changes and uncertainties for the currently established winemaking regions in Portugal. Additionally, local-scale changes in the spatial variability of the winemaking regions is depicted. These changes highlight the possible threats that future climate may bring to the viticultural sector, along with the adaptation measures that need to be imposed.

1. INTRODUÇÃO

A vitivinicultura representa um importante sector socioeconómico, para vários países em todo o mundo. Em Portugal, o 11º país produtor de vinho a nível mundial, esta cultura tem uma grande influência na estabilidade económica e no crescimento do país (Fraga et al. 2012a), nomeadamente para algumas regiões de renome, como o Alentejo, Dão, Douro e Vinhos Verdes (Fig. 1).

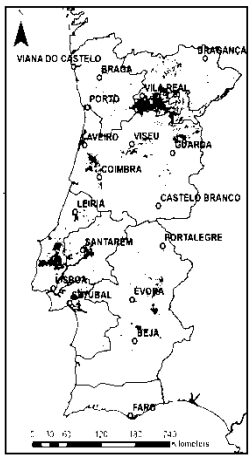


***Figura 1* – Distribuição espacial da cultura da vinha em Portugal continental (manchas pretas).**

O clima é um dos fatores que maior influência tem na cultura da vinha (Fraga et al. 2014). Apesar de a videira possuir uma grande capacidade adaptativa a vários tipos de clima, para que haja uma maturação completa das uvas que permita a obtenção de vinhos de elevada qualidade existem, como regra geral, um conjunto de condições específicas limitam esta cultura. Apesar da importância de outros elementos, como o solo e as práticas culturais, são os elementos climáticos (e.g. a precipitação e a temperatura do ar) que regem o crescimento e o desenvolvimento da videira (Fig. 2). Estes elementos, além de poderem ser limitativos ao estabelecimento da cultura, são responsáveis pela grande variedade de castas e têm especial importância na qualidade das uvas e consequentemente na do produto final, o vinho.

De acordo com o último relatório do IPCC (Painel intergovernamental estudo das alterações climáticas), no futuro será de esperar um aumento da temperatura, bem como diminuição na precipitação nas regiões mediterrânicas, devido ao aumento de concentração de CO_2 na atmosfera. Logo, o estudo dos potenciais impactos das alterações climáticas é fundamental para o desenvolvimento desta cultura (Santos et al. 2013).

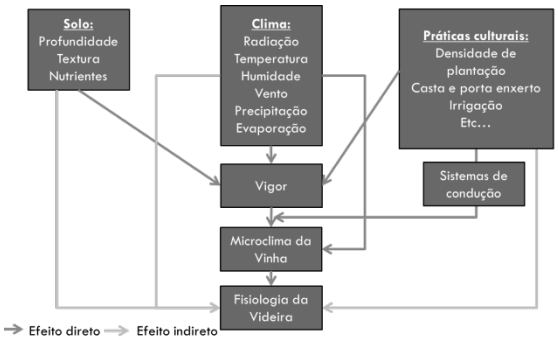


***Figura 2* – Principais fatores que influenciam a cultura da vinha, adaptado de Smart et al. (1985).**

Para tal, os índices bioclimáticos são uma ferramenta muito útil de apoio às atividades vitícolas, permitindo a caracterização da aptidão vitícola de cada região. A zonagem vitícola, permite avaliar a adaptabilidade da vinha às condições climáticas de cada região. Dada a variabilidade climática presente no território português, esta zonagem assume um grande interesse para a fileira vitivinícola nacional, tendo em conta as alterações no clima futuro.

Anteriormente, a utilização de dados climáticos em malha tem demonstrado ser de grande importância na investigação agrícola (Fraga et al. 2012b), principalmente em regiões de orografia complexa e com ampla heterogeneidade climática, como é o caso de Portugal. Neste estudo, é efetuada uma zonagem vitivinícola de muito alta resolução em Portugal, e é também avaliado o potencial impacto das alterações climáticas nesta cultura.

2. MATERIAL E MÉTODOS

Para efetuar a zonagem vitícola foram calculados os índices de Huglin (HI; Huglin 1978) e de Secura (DI; Riou et al. 1994) sobre Portugal continental. O HI baseia-se num fator térmico que indica o potencial de maturação da uva com consequências na qualidade do vinho. É calculado da seguinte forma:

$$\sum_{Abr}^{Set.} \frac{(T-10)+(T_{max}-10)}{2} d \quad (1)$$

em que T é a temperatura média diária (ºC), T_{max} a temperatura máxima diária (ºC) e d o coeficiente de duração do dia. O DI estabelece uma relação entre o potencial hídrico do solo e das necessidades hídricas da videira e é calculado da seguinte forma:

$$\sum_{Abr}^{Set.} (Wo + P - Tv - Es) \quad (2)$$

em que Wo é a reserva de água no solo (mm), P é a Precipitação (mm), Tv é a transpiração potencial na vinha (mm) e Es é a evaporação direta do solo (mm).

Para análise das condições no passado-recente (1961-2000) foi utilizada uma base de dados observacionais de muito alta resolução (1km; WORLDCLIM), enquanto para as projeções futuras foi considerada uma base de dados composta por 16 simulações de modelos climáticos (ENSEMBLES; van der Linden and Mitchell 2009). Para o futuro foi considerado no cenário A1B da IPCC para o período 2041-2070. Como os dados das simulações climáticas apresentam um resolução espacial relativamente baixa (25 km), foi aplicada uma metodologia de *downscaling* espacial, o método '*delta*', para a mesma malha dos dados observados.

Com o objetivo de analisar as incertezas associadas ao cenário futuro foram calculados os percentis 5, 25, 50, 75 e 95 de HI e DI para o conjunto de 16 modelos ao longo do período futuro.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

No clima futuro são projetados aumentos significativos no índice de Huglin (Fig. 3a), enquanto no índice de secura são projetadas diminuições generalizadas (Fig. 3b), em particular sobre o interior sul de Portugal.

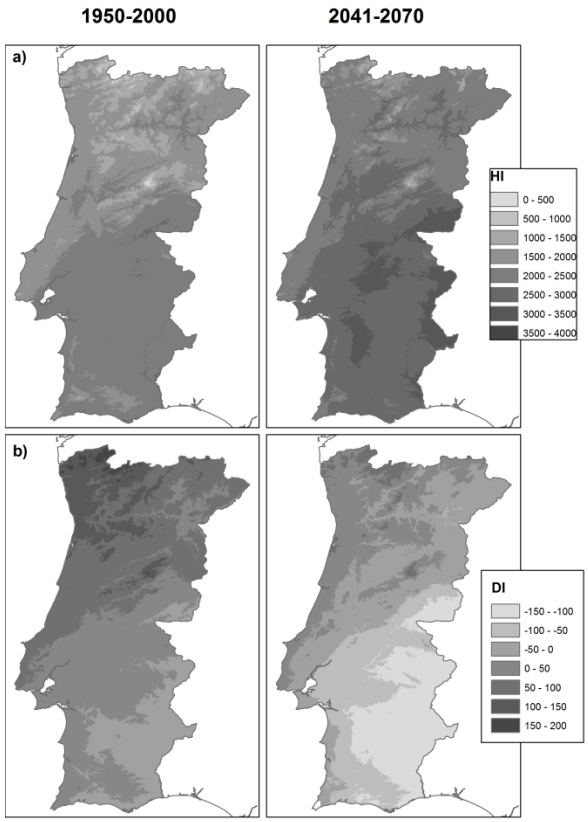


***Figura 3* - Índice de Huglin (a) e de Secura (b), calculados para os Períodos 1961-2000 (*Esquerda*) e 2041-2070 (*Direita*).**

Em algumas das regiões vitivinícolas em Portugal apresentam níveis de secura considerados impeditivos para a cultura da vinha sem rega. Os resultados ilustram a mudança meso-climáticas e as incertezas associadas para as atuais regiões vitivinícolas.

Em relação às incertezas do conjunto dos 16 modelos verificamos que apesar de existirem alguma variabilidade, estas projeções apresentam uma elevada robustez e fiabilidade. O HI apresenta baixa incerteza (Fig. 4a). Por outro lado, as mudanças no padrão de DI (Fig. 4b) mostram grandes incertezas, destacando que as diferentes parametrizações de precipitação de cada modelo, que podem produzir resultados muito diferentes.

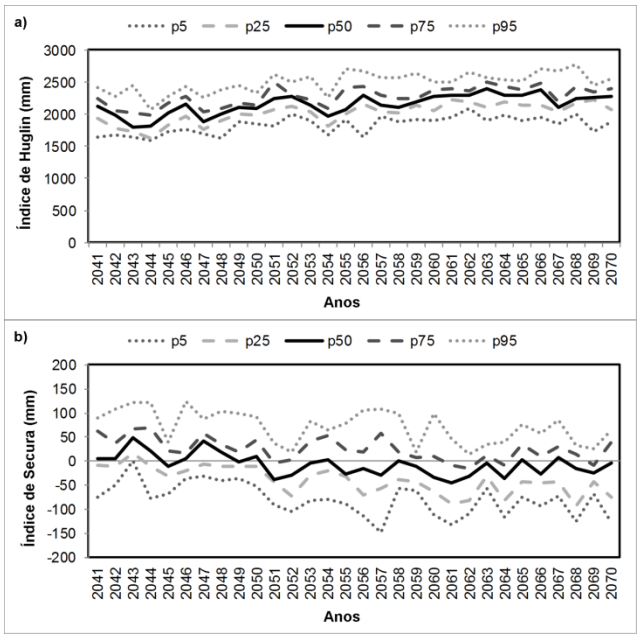


***Figura 4* – Médias sobre Portugal dos percentis 5, 25, 50, 75 e 95 para o HI (a) e DI (b).**

4. CONCLUSÕES

No presente trabalho, as alterações ao nível da meso-escala na variabilidade espacial das regiões vitivinícolas portuguesas foram identificadas. Apesar das incertezas inerentes ao processo de modelação climáticas e ao cenário futuro, estas mudanças ilustram as possíveis ameaças que as alterações climáticas podem trazer para o sector vinícola. No futuro, para uma sustentabilidade vitícola, serão necessárias medidas de adaptação. Dentre estas medidas destacam-se a implementação de sistemas adequados de irrigação (Ferreira et al. 2012), ajustes microclimáticos nos locais de implementação da vinha (por exemplo, mudanças na elevação ou exposição solar das vinhas), melhorias no controle de pragas e doenças (Malheiro et al. 2010), aplicação de tratamentos químicos e protectores solares para mitigar o estresse térmico nas folhas e frutos e uma cuidadosa selecção de variedades de videira (Fraga et al. 2013b; Fraga et al. 2013a).

ACKNOWLEDGMENTS

This study was carried out under the ClimVineSafe Project: Short-term climate change mitigation strategies for Mediterranean vineyards (Fundação para a Ciência e Tecnologia - FCT, Portugal, contract PTDC/AGR-ALI/110877/2009). This work is also supported by European Union Funds (FEDER/COMPETE - Operational Competitiveness Programme) and by Portuguese national funds (FCT) - under the project FCOMP-01-0124-FEDER-022692.

5. REFERÊNCIAS

Ferreira, M. I., J. Silvestre, N. Conceição, and A. C. Malheiro, 2012: Crop and stress coefficients in rainfed and deficit irrigation vineyards using

sap flow techniques. *Irrig Sci*, **30,** 433-447,10.1007/s00271-012-0352-2

Fraga, H., J. A. Santos, A. C. Malheiro, and J. Moutinho-Pereira, 2012a: Climate Change Projections for the Portuguese Viticulture Using a Multi-Model Ensemble. *Ciência Téc. Vitiv.*, **27,** 39-48,

Fraga, H., A. C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, and J. A. Santos, 2012b: An overview of climate change impacts on European viticulture. *Food and Energy Security*, **1,** 94-110,10.1002/fes3.14

Fraga, H., A. C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, and J. A. Santos, 2013a: Future scenarios for viticultural zoning in Europe: ensemble projections and uncertainties. *Int J Biometeorol*, **57,** 909-925,10.1007/s00484-012-0617-8

Fraga, H., A. C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, and J. A. Santos, 2014: Climate factors driving wine production in the Portuguese Minho region. *Agric For Meteorol*, **185,** 26-36,10.1016/j.agrformet.2013.11.003

Fraga, H., A. C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, G. V. Jones, F. Alves, J. G. Pinto, and J. A. Santos, 2013b: Very high resolution bioclimatic zoning of Portuguese wine regions: present and future scenarios. *Reg Environ Change***,** 1-12,10.1007/s10113-013-0490-y

Huglin, P., 1978: *Nouveau mode d'évaluation des possibilités héliothermiques d'un milieu viticole. Comptes Rendus de l'Académie d'Agriculture. 64 (13), 1117-1126.* Académie d'agriculture de France, Paris: Académie d'agriculture de France,.

Malheiro, A. C., J. A. Santos, H. Fraga, and J. G. Pinto, 2010: Climate change scenarios applied to viticultural zoning in Europe. *Clim Res*, **43,** 163-177,10.3354/cr00918

Riou, C., A. Carbonneau, N. Becker, A. Caló, A. Costacurta, R. Castro, P. A. Pinto, L. C. Carneiro, C. Lopes, P. Clímaco, M. M. Panagiotou, V. Sotez, H. C. Beaumond, A. Burril, J. Maes, and P. Vossen, 1994: *Le determinisme climatique de la maturation du raisin: Application au zonage de la teneur en sucre dans la Communauté Européenne.* Office des Publications Officielles des Communautés Européennes, Luxembourg, 319 pp.

Santos, J. A., S. D. Grätsch, M. K. Karremann, G. V. Jones, and J. G. Pinto, 2013: Ensemble projections for wine production in the Douro Valley of Portugal. *Clim Change*, **117,** 211-225,10.1007/s10584-012-0538-x

Smart, R. E., J. B. Robinson, G. R. Due, and C. J. Brien, 1985: Canopy Microclimate Modification for the Cultivar Shiraz .1. Definition of Canopy Microclimate. *Vitis*, **24,** 17-31,

van der Linden, P., and J. F. B. Mitchell, 2009: ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 166 pp.

.

O estudo do ambiente térmico e a subjetividade da sensação térmica dos trabalhadores

The study of the thermal environment and the subjectivity of workers thermal sensation

M. Morgado[(1)] e M. Talaia[(2)] e L.Teixeira[(3)]
[(1)]DEGEI Universidade de Aveiro, Campus Universitário de Santiago 3810-193 Aveiro, marianafmorgado@ua.pt
[(2)]DFIS- CIDTFF Universidade de Aveiro, Campus Universitário de Santiago 3810-193 Aveiro, mart@ua.pt
[(3)]DEGEI-IEETA Universidade de Aveiro, Campus Universitário de Santiago 3810-193 Aveiro, lteixeira@ua.pt

SUMMARY

This paper aims to explore the thermal sensation of the workers in a metalwork industry in order to understand their comfort needs to create improvement measures in the workplaces and achieve better performance results. To collect efficient data for the study, a survey will be done using a colour scale from the thermal index EsConTer. Regarding this index, some aspects are going to be considered namely the time period of data collection, air temperature (ºC), air relative humidity (%)and wet bulb temperature(ºC). Beyond that, two productivity models were applied, the Koehn & Brown (1985) model and Mohamed & Srinavin (2002) model, in order to visualise the most affected areas by lack of productivity. These two models surprisingly, showed incoherent, due to their very different results. Nevertheless EsConTer index has shown itself able to traduce human thermal sensation.

1. INTRODUÇÃO

Num mundo vincado pela globalização, caracterizado por uma sociedade cada vez mais consumista, exigente e inovadora, as preocupações ambientais têm sido alvo de grandes contestações e preocupações dos seres humanos. As alterações climáticas são um problema da atualidade que têm como causa as ações dos próprios seres humanos na tentativa de um crescimento exponencial da economia dos países. Estas alterações afetam o estilo e qualidade de vida dos seres humanos no que diz respeito à sua segurança e conforto. Neste sentido, têm sido desenvolvidas soluções a nível arquitetónico que asseguram a segurança dos indivíduos e a satisfação das necessidades de conforto e saúde dos mesmos.

O tema do ambiente térmico tem sido alvo de diversas investigações em diversos contextos, como são exemplo a industria, a educação, os transportes, entre outros, estando associado à ciência de estudo da fisiologia do trabalho (Meles, 2012). Segundo Derango (2003) as intervenções ergonómicas levam à diminuição do esforço físico e incremento da produtividade, tendo como base o conceito de melhoria contínua. Assim, a Ergonomia surge como a ciência que segundo Pinto (2009) procura a adaptação do trabalho ao trabalhador, proporcionando-lhe motivação e estímulo.

Considerando que as pessoas passam grande parte do seu tempo nos locais de trabalho é necessário a existência de uma relação positiva entre os trabalhadores e o ambiente de trabalho a que estão diáriamente expostos (Félix *et al*., 2010; Pinto, 2009).

A pertinência do tema do ambiente térmico reside portanto na necessidade de entendimento das reações dos indivíduos e sua adaptação a diferentes condições ambientais num determinado espaço.

Segundo Leite *et al*. (2013) o ambiente de trabalho é definido como o conjunto de elementos envolventes que condicionam as atividades administrativas e operacionais e determinam, em grande parte, a produtividade aliada à qualidade do trabalho produzido. No que diz respeito ao ambiente térmico do local de trabalho, este pode ser caracterizado como o conjunto de variáveis térmicas que influenciam directa ou indiretamente o ser humano e o seu comportamento, como são exemplo as variáveis termohigrométricas (temperatura do ar, humidade relativa do ar, temperatura do termómetro húmido, velocidade do ar, entre outras). Para além destas variáveis, fatores pessoais como a idade, o género, hábitos alimentares, vestuários, metabolismo, entre outros têm bastante importância na perceção que um índividuo tem em relação ao ambiente térmico que o rodeia e por consequência no seu comportamento. É nestas componentes pessoais que reside a grande problemática do tema do ambiente térmico, ou seja, no seu caractér impeterivelmente subjetivo e muito pessoal. De todos os aspectos pessoais as variáveis mais referidas e estudadas na revisão da literatura foram o vestuário e o metalobismo, associada ao balanço térmico do organismo humano.

A sensação térmica de um índivíduo é transmitida através da temperatura da pele, a qual de acordo com Djongyang *et al*. (2010) corresponde à temperatura de referência do conforto térmico. Como o ser humano é um ser homeotérmico (balanço entre a produção de calor interno metabólico e a sua dissipação para o ambiente exterior) sob condições normais de saúde e conforto o corpo humano mantêm uma temperatura iterna corporal de cerca de 37,0±0,8ºC (Pinheiro, 2011; Castilla *et al*., 2011; Djongyang *et al*. 2010). Segundo Hensel (1981, citado por Djongyang *et al*., 2010) o sistema de termorregulação humano é muito complexo e apresenta muitos mecanismos de termorregulação, como mostra a Figura 1.

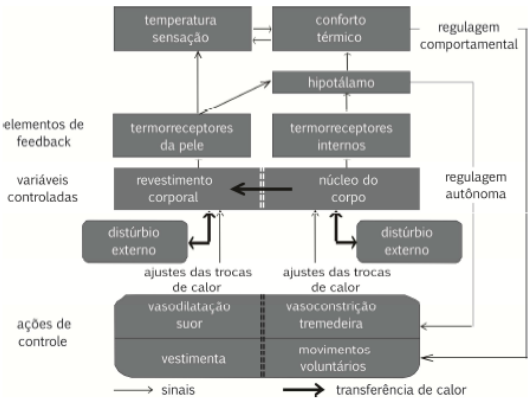


***Figura 1*- Termorregulação Humana (retirado de Djongyang *et al*., 2010).**
(Human Thermoregulation (taken from Djongyang et al., 2010).)

A partir da Figura 1 é possível verificar a complexidade e a subjetividade da sensação térmica, controlada pela regulação autónoma e comportamental. O organismo corporal está sempre a receber imformação acerca do ambiente a que está exposto através de sensores, permitindo assim a sua adaptação a esses estímulos. Estes sensores, quando se trata de estimulos externos, estão localizados na pele do organismo humano. O hipotálamo anterior é a região cerebral que coordena a regulação térmica do organismo e, por isso, é esta região do encéfalo que recebe os estímulos provenientes dos sensores da pele e que posteriormente envia nova informação para os músculos, pele e outros orgãos (Rodrigues, 2007).

O conforto térmico está associado ao estado de um indivíduo que expressa satisfação em relação ao ambiente térmico envolvente, combinando parâmetros higrométricos e pessoais óptimos (Meles, 2012). Contrariamente, o *stress* térmico é segundo a literatura o estado de um indivíduo quando exposto a um ambiente de extremo calor ou frio, ou o desconforto térmico localizado numa determinada área do corpo humano (Meles, 2012; ISO 7730, 2005). No que diz respeito ao *stress* térmico quente, que de acordo com Costa *et al*. (2011), é perigoso para a saúde dos indivíduos, a reação desencadeada pelo organismo é a vasodilatação, permitindo um aumento da temperatura da pele e, consequentemente, o aumento da dissipação de calor para o exterior.

O presente trabalho tem como objetivo analisar a sensação térmica dos trabalhadores de uma empresa metalomecânica quando expostos a ambientes de *stress* térmico quente, isto é, ambientes extremamente quentes, de forma a ajudar a administração e o departamento de qualidade a criar medidas que promovam o conforto térmico do maior número de trabalhadores.

De acordo com a American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers (ASHRAE) a produtividade de um indivíduo sofre um decréscimo de 1,8% em cada grau de temperatura que ultrapasse os 27ºC (Pereira, 2013).

Segundo Rodrigues (2007) o conforto térmico é uma temática de saúde pública e por isso com preocupações nos indivíduos, o que leva à necessidade de assegurar o conforto térmico dos colaboradores no seu espaço de atuação. Em segundo lugar, e inteiramente associado ao primeiro aspeto, o conforto térmico é fulcral para a performance humana, isto é, um indivíduo num ambiente termicamente confortável apresenta um melhor rendimento. Por último é essencial para a conservação energética, pois conhecendo os parâmetros ambientais de um determinado espaço evitam-se desperdícios de energia.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho foi desenvolvido numa indústria metálomecânica em Portugal, na região de Aveiro, com o objetivo de detertar a sensação térmica dos trabalhadores da empresa em zonas de ambiente térmico considerado quente.

Neste sentido foram préviamente identificados os locais suscetíveis a ambiente quente da área industrial em estudo.

Nesses locais os trabalhadores que desempenham a sua função/tarefa foram questionados a partir de uma escala de cores desenvolvida por Simões (2009), representada na Figura 2.



***Figura 2*- Escala de cores- sensação térmica real.**
(Color scale- real thermal sensation.)

A partir desta escala os trabalhadores foram capazes de identificar a sua sensação térmica com a sinalização (com uma cruz ou círculo), com material de escrita, da cor que mais se adequava à sensação térmica experienciada aquando a inquirição. É de realçar que antes de serem apresentados os questionários aos trabalhadores foi realizada uma sessão de informação, numa sala de reuniões, para explicar aos inquiridos a utilização e o propósito da escala de cores, para que podessem responder à mesma sem exitação e de forma intuitiva e verdadeira. Esta escala de cores é baseada na escala sétima de sensação térmica de ASHRAE (ASHRAE 55, 2004), que se caracteriza a sensação térmica humana através de sete pontos: '+3' (extremamente quente), '+2' (quente), '+1'(parcialmente quente), '0'(neutro), '1'(parcalmente frio), '-2'(frio), '-3'(extremamente frio). No entanto, apesar de apresentar os mesmos critérios, ou seja, é limitada pelos valores '+3' e '-3' que correspondem à cor vermelho carregado (extremamente quente) e azul-escuro (extremamente frio), respetivamente, caracteriza-se pela resposta mais adequada devido a ser possível registar valores intermédios. Os trabalhadores desses postos de trabalho foram inquiridos duas vezes em duas alturas do dia, isto é, no turno de trabalho da manhã e da tarde, com o intuito de perceber a influência do ciclo diurno no ambiente do espaço em estudo na sensação térmica dos colaboradores. Assim, para além da recolha da sensação térmica dos trabalhadores foram também medidos factores ambientais, a temperatura do ar, a humidade relativa do ar e a temperatura do termómetro húmido, externos e internos à câmara indústrial, através do aparelho de medida 'Testo 435-4'. Os fatores externos à câmara foram medidos no ínicio de cada uma das medições, de forma a perceber qual o comportamento do ambiente externo e a sua influência no ambiente térmico interior da nave. Os fatores ambientais internos à nave foram medidos ao mesmo tempo que os trabalhadores eram inquiridos, com o intuito de perceber se a sua resposta era coincidente com os valores medidos do ambiente térmico em seu redor.

Os valores de temperatura do ar e temperatura do termómetro húmido, foram analisados através do índice térmico *EsConTer* desenvolvido por Talaia e Simões (2009). Este índice é classificado como uma escala térmica (Ter), baseado na escala de cores (Es) como se indica na Figura 2 e valoriza, por isso, a sensasão térmica dos ocupantes de um espaço (Con).

O Índice *EsConTer* é traduzido pela seguinte expressão:

$$EsConTer = -3.75 + 0.103\,(T + T_w) \quad (1)$$

onde, T corresponde à temperatura do ar (ºC) e T_w corresponde à temperatura do termómetro húmido.

Uma vez baseado na escala de cores desenvolvida por Talaia e Simões (2009), este índice apresenta de igual forma os seus resultados, isto é, numa escala de cores de '-3', correspondente à cor azul escura e à sensação térmica de extremo frio, a '+3', correspondente à cor vermelho carregado e à sensação térmica de extremo calor.

Para além deste índice foram também aplicados aos resultados em estudo dois modelos de produtividade, o modelo de Koehn e Brown (1985) e o de Mohamed e Srinavin (2002), que relacionam as variáveis ambientais medidas com as produtividade dos colaboradores.

Segundo Teixeira (2013), o modelo de Koehn e Brown (1985) baseia-se no estudo da Produtuvidade, representada por P, considerando a sua relação com a temperatura do ar e a humidade relativa do ar. Este modelo engloba duas expressões não lineares, uma que representa a produtividade de ambientes frios (expressão 2), com temperaturas entre os -29ºC e os 10ºC, e uma segunda que representa ambientes quentes (expressão 3), com temperaturas entre os 21ºC e os 49ºC.

$$P = 0.00144T - 0.00313U - 0.000107T^2 - 0.000029U^2 - 0.0000357(TU) + 0.647 \quad (2)$$

$$P = 0.0517T - 0.0173U - 0.0032T^2 - 0.0000985U^2 - 0.0000911(TU) + 1.459 \quad (3)$$

onde, P corresponde à produtividade (%), T à temperatura do ar (ºC) e U à humidade relativa do ar (%).

De acordo com Koehn e Brown (1985, citado por Teixeira, 2013), humidades relativas inferiores a 35% não afetam a produtividade e temperaturas inferores a -29ºC e superiores a 43ºC impelem a valores de produtividade bastantes distantes do ótimo (100%).

O estudo de Mohamed e Srinavin (2002), contrariamente ao modelo anterior, visa estudar as perdas de produtividade nos trabalhadores associados à variação do ambiente térmico e tem como base a relação com o índice *PMV* (Predicted Mean Vote), desenvolvido por Fanger (1972). Este índice térmico, *PMV*, baseado na escala sétima de sensação térmica de ASHRAE, prevê a resposta média de uma sensação de conforto térmico em relação a um grupo de grande de individuos expostos a determinadas condições térmicas, durante um longo período de tempo (Castilla, 2011). Neste sentido, este índice é definido segundo seis parâmetros: a taxa de metabolismo, o vestuário, a temperatura do ar, a velocidade do ar, a humidade relativa do ar e a temperatura média radiante, sendo descrito segundo a expressão:

$$PMV = [0.303e^{(-0.036M)} + 0.028]L \quad (4)$$

onde, L representa a carga térmica do corpo humano (Wm^{-2}) e M a taxa de metabolismo (Wm^{-2}).

O modelo de Mohamed e Srinavin (2002) apresenta três expressões que retratam o grau de afetação na produtividade tendo em conta o tipo de tarefas desenvolvidas, isto é, a tarefas leves, moderadas e pesadas (Teixeira, 2013), como mostram as expressões (5), (6) e (7), respectivamente.

$$PL = 102 - 0.80PMV - 1.84PMV^2 \quad (5)$$

$$PM = 102 + 1.19PMV - 2.17PMV^2 \quad (6)$$

$$PP = 83 + 21.64PMV - 9.53PMV^2 + 0.91PMV^3 \quad (7)$$

Segundo Mohamed e Srinavin (2002), as equações (6), (7) e (7) são aplicáveis a temperaturas compreendidas entre os 5ºC e os 45ºC e mostram ainda que a produtividade dos trabalhadores diminui com o afastamento do índice *PMV* em relação à situação ótima, ou seja estado neutro, valores entre -0,5 e 0,5 na escala sétima de sensação térmica de ASHRAE (Teixeira, 2013). No presente estudo apenas se utilizou a expressão (6), uma vez que as tarefas desenvolvidas pelos trabalhadores sujeitos a um ambiente de *stress* térmico quente consistem em tarefas consideradas de moderadas.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados obtidos a partir da recolha de valores referida na metodologia foram tratados a partir de gráficos gerados em Matlab, com o intuito de facilitar a leitura de um número avultado de valores. Por opção, neste artigo, apenas se representam figuras relativas a um dia de investigação, o dia 4 de Abril de 2013, um dia de primavera.

As Figuras 3 e 4, representam gráficos de cores criados a partir de um algoritmo em MatLab, que descreve a temperatura do ar e a humidade relativa do ar, respetivamente.

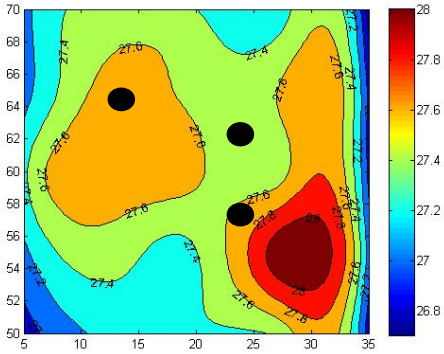


***Figura 3*- Temperatura do ar (ºC) - dia 4 de Abril de 2013.**
(Air temperature (ºC) – 4th April 2013.)

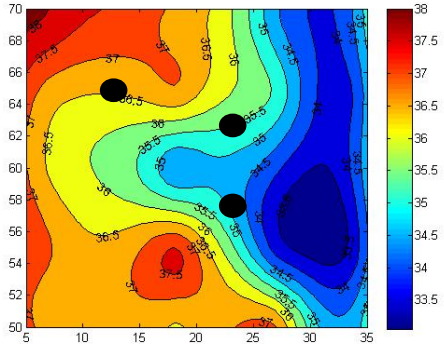


***Figura 4*- Humidade relativa do ar (%) - dia 4 de Abril de 2013.**
(Air relative humidity (%) – 4th April 2013.)

As bolas 'pretas' nos gráficos representam três das cinco áreas de *stress* térmico quente onde se podem identificar três dos cinco postos de trabalho em estudo. De referir que apenas três dos cinco postos em estudo são representados nos gráficos de cores, pelo facto da escala escolhida não abranger os restantes dois, e também pelo facto dos identificados serem os mais críticos naquele dia em particular. Os eixos dos gráficos dizem respeito ao layout e dimensão da câmara industrial (metros).

As Figuras 5 e 6 representam a recolha de valores, tanto referentes à sensação térmica dos trabalhadores, como ao ambiente térmico exterior da nave indústrial em estudo e ao ambiente térmico dos postos de trabalho, durante o turno de trabalho da manhã e o turno a tarde.

A Figura 5 representa a sensação térmica dos trabalhadores e o ambiente térmico do turno da manhã, possibilitando a visualização dos dois momentos de recolha de valores, isto é, aproximadamente às 10h00 e 12h00.

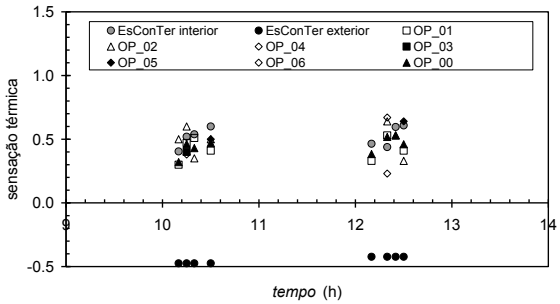


***Figura 5*- Turno da manhã do dia 4 de Abril de 2013.**
(Morning shift – 4th April 2013.)

O Ambiente térmico é representado através do valor determinado pelo índice *EsConTer*. A denominação *EsConTer interior* diz respeito ao ambiente térmico sentido em redor dos trabalhadores nos postos de trabalho em estudo, e a denominação *EsConTer exterior* refere-se ao ambiente térmico exterior à nave industrial. Como esperado, o ambiente térmico exterior à nave suscita condições térmicas diferentes do ambiente térmico inferior. Nos postos de trabalho em estudo e no turno da manhã os valores da sensação térmica previstos variam entre 0,4 e 0,7. A sensação térmica dos trabalhadores é muito semelhante, no entanto, na medição das 12h00 é possível observar maiores variações, nomeadamente, os operadores OP_02 e OP_06, que representam sensações térmicas mais baixas que os restantes, o que significa que sentem mais frio. Estes dois operadores são do sexo feminino e os seus resultados obtidos estão em concordância com os resultados de Talaia & Alves (2011).

A Figura 6 representa a sensação térmica dos trabalhadores e o ambiente térmico do turno da tarde, possibilitando a visualização dos dois momentos de recolha de valores, isto é, aproximadamente às 14h30 e 16h30.

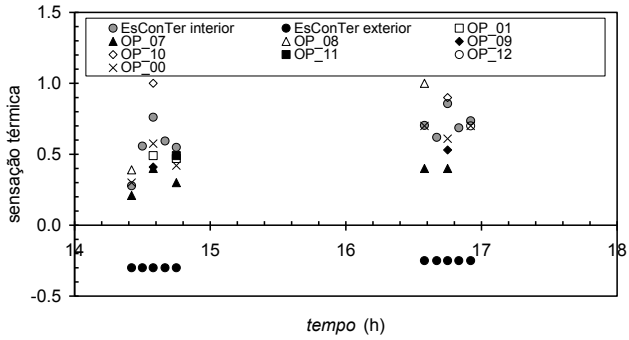


***Figura 6*- Turno da tarde do dia 4 de Abril de 2013.**
(Afternoon shift – 4th April 2013.)

A observação da Figura 6 mostra valores para a sensação térmica para os locais de trabalho entre -0,7 e -0,8. O ambiente térmico neste turno é mais quente e os trabalhadores experienciam sensações térmicas de mais desconforto. A observação da Figura 6 mostra, inequivocamente, o grau de subjetividade da sensação térmica dos trabalhadores, uma vez que sob as mesmas condições existem trabalhadores com sensações de conforto diferentes, como são exemplo o operador OP_07 e OP_08. De acordo com os valores do *EsConTer interior*, o trabalhador que tem uma sensação

térmica que mais se assemelha a sensação térmica prevista é o operador OP_00.

A Figura 7 mostra uma linha de ajuste que representa a relação entre os valores determinados pelo índice *EsConTer interior* (Sensação térmica prevista) e a sensação térmica dos trabalhadores. O coeficiente de correlação entre os dados registados e o *EsConTer* é de 0,964, o que traduz corretamente a sensação térmica sentida pelos trabalhadores (medida através da escala de cores). A Figura 7 mostra, ainda, que há maior dispersão acima de cerca de 0,5 justificada pela inevitável carga subjetiva associada aos trabalhadores.

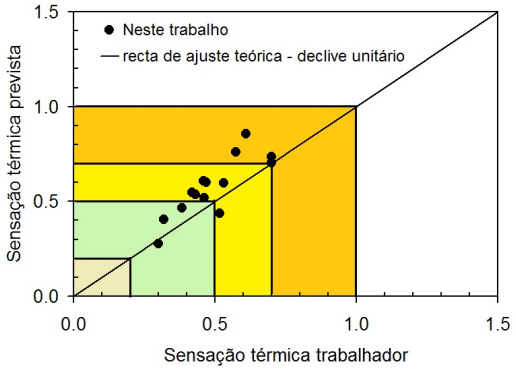


***Figura 7*- Sensação térmica: prevista e do trabalhador.**
(Thermal sensation: predicted and worker.)

As Figuras 8 e 9 mostram o padrão da produtividade dos trabalhadores na câmara industrial, quando se aplicam os métodos de Koehn e Brown (1985) e Mohamed e Srinavin (2002), respetivamente.

Na Figura 8 o método de Koehn e Brown (1985) mostra a vermelho carregado as regiões mais produtivas e a azul-escuro as menos produtivas. De acordo com a sinalização das três das cinco áreas em estudo pode observar-se que a região menos produtiva (0,856), marcada a azul-escuro, e representante da área em estudo (27,3; 57,6), corresponde a uma área com temperaturas altas e humidade relativa do ar baixos.

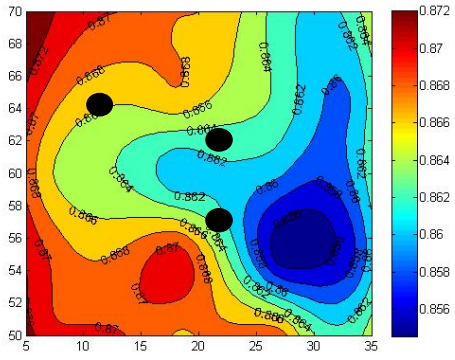


***Figura 8*- Produtividade: Koehn e Brown (1985).**
(Productivity: Koehn and Brown (1985).)

A Figura 9 representativa do método de Mohamed e Srinavin (2002) representa a mesma variável, produtividade, no entanto, com resultados diferentes. Por exemplo, a zona (17,5; 64,5), descrita pelo modelo anterior como a região mais produtiva das três assinaladas, é segundo este modelo uma das menos produtivas. Também as linhas que caracterizam os gráficos das Figuras 8 e 9 se mostram substancialmente diferentes.

As informações retiradas dos métodos Koehn e Brown (1985) e Mohamed e Srinavin (2002) permitem avaliar a produtividade de um local de trabalho. De notar que são dois métodos diferentes em que as variáveis usadas dependem basicamente do ponto de vista dos autores. No primeiro método são usados parâmetros termohigrométricos e no segundo método a carga térmica do corpo humano e o metabolismo. Nestes termos achou-se oportuno considerar, num futuro estudo, um índice que envolva os parâmetros termohigrométricos e o balanço térmico do trabalhador.

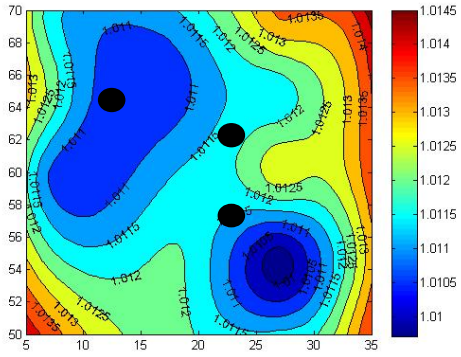


***Figura 9*- Produtividade: Mohamed e Srinavin (2002).**
(Productivity: Mohamed and Srinavin (2002) .)

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos através deste estudo mostram que a sensação térmica de um trabalhador é uma característica muito pessoal e que por isso o estudo do ambiente térmico numa indústria é bastante subjetivo. No entanto, através de índices térmicos, nomeadamente do índice *EsConTer* é possível descrever a sensação térmica dos indivíduos quando exposto a um determinado ambiente térmico. Assim, os autores do presente estudo consideram fulclar a sua aplicação para melhorar as condições de trabalho, de forma a prever condições térmicas ambientais de conforto que satisfaçam um maior número de trabalhadores de uma empresa.

A variável produtividade, considerada pela aplicação dos métodos de Koehn e Brown (1985) e de Mohamed e Srinavin (2002), mostraram falta de concordância. Neste sentido sugere-se que futuras investigações relativas ao tema do ambiente térmico se foquem nesta problemática, que explorem de que forma estes dois métodos se distanciam, ou mesmo que abordem novas formas de estudar esta variável considerada de extrema importância para a competitividade das empresas.

As considerações obtidas neste estudo foram valorizadas pelo Departamento de Qualidade do Ambiente Térmico dos locais de trabalho de modo a serem adoptadas medidas de melhoria nos postos de trabalho em estudo.

5. REFERÊNCIAS

ASHRAE 55 (2004): "Thermal environmental conditions for human occupancy". *American Society of Heating, Refrigerating and Air-Conditioning Engineers* , ISBN/ISSN: 1041-2336

Castilla, M., J.D. Álvarez, M. Berenguel, F. Rodríguez, J.L. Guzmán and M. Pérez (2011): "A comparison of thermal comfort predictive control strategies", *Energy and Buildings*, 43(10), 2737-2746.

Costa, E., J. Baptista, M. Diogo and A. Magalhães (2011): "Hot Thermal Environment and its impact in productivity and accidents", In *Sho'11-International Symposium on Occupational Safety and hygiene*. Guimarães, Portugal

Derango, K. (2003): Office Workers "Productivity Enhanced by Ergonomics Office Workers" . *Employment Research*, 10 (1), 1–3.

Djongyang, N., R. Tchinda and D. Njomo (2010): "Thermal comfort: A review paper". *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 14(9), 2626–2640. doi:10.1016/j.rser.2010.07.040

Fanger, P. (1972): "Thermal Comfort". McGraw-Hill (2nd ed): New-York.

Felix, V. B., D. Moura, M.L. Pereira and A. Tribess (2010): "Evaluation of thermal comfort in surgical environments using Fanger's method and equivalent temperatures". *Ambiente Construído*, 10, 69–78

ISO 7730 (2005): "Ergonomie des ambiances thermiques — Détermination analytique et interprétation du confort thermique par le calcul des indices PMV et PPD et par des critères de confort thermique local". Switzerland, International

Koehn and Brown (1985): "Climatic effects on construction". *Journal of Construction Engineering and Management* ASCE 1985;111: 129 – 37.

Leite, F., E. Dias and L. Martins (2013): "Analysis of the ambience of the tasks of the cook and kitchen helper of a privete hospital in the metropolitan area Recife". In *Sho'13-International Symposium on Occupational Safety and hygiene* (pp. 193– 194). Guimarães, Portugal

Meles, B. (2012): "Ergonomia Industrial e Conforto Térmico em postos de trabalho". Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro (publicada). Aveiro (in Portuguese).

Mohamed Sherif (2002): "Mohamed, Sherif / Srinavin, Korb – Thermal environment and construction workers productivity: some evidence from Thailand".

Pereira, D. (2013): "Climatic process and their effects on thermal dissipation in classrooms at public schools". In *Sho'13-International Symposium on Occupational Safety and hygiene*. Guimarães, Portugal.

Pinheiro, I. P. T. (2011): "Conforto Térmico e Bem-Estar numa Superfície Comercial Isolada", Universidade do Porto

Pinto, A. M. P. (2009): "Análise ergonómica dos postos de trabalho com equipamentos dotados de visor em centros de saúde da administração regional de saúde do centro". Universidade de Coimbra.

Rodrigues, F. A. G. (2007): "Conforto e Stress Térmico: uma Avaliação em Ambiente Laboral". Universidade de Aveiro

Talaia M.A.R and J. Alves (2011): "A Condução e o Conforto Térmico na Segurança Rodoviária" – Estudo de Percepção. Proc. 6º Congº Luso – Moçambº de Engª e 3º Congº de Engª de Moçambique (artigo CLME'2011_2806A, 12 páginas). (in Portuguese).

Talaia, M. and H. Simões (2009): "Índices PMV e PPD na Definição da "performance" de um Ambiente". Atas do V Encº. Nacional de Riscos e I Congresso Internacional de Riscos, Coimbra, de 29 a 31 de Maio, 83

Teixeira, M. (2013): "Utilização de Parâmetros Climáticos ba Gestão da Construção em Altura". Dissertação apresentada à Universidade do Porto. Porto (in Portuguese).

Estudo do ambiente térmico de uma nave industrial a partir da definição de ilhas térmicas

Study of the thermal environment of an industrial inner space from the definition of thermal islands

M. Morgado[(1)] e M. Talaia[(2)] e L.Teixeira[(3)]
[(1)]DEGEI Universidade de Aveiro, Campus Universitário de Santiago 3810-193 Aveiro, marianafmorgado@ua.pt
[(2)]DFIS- CIDTFF Universidade de Aveiro, Campus Universitário de Santiago 3810-193 Aveiro, mart@ua.pt
[(3)]DEGEI-IEETA Universidade de Aveiro, Campus Universitário de Santiago 3810-193 Aveiro, lteixeira@ua.pt

SUMMARY

This paper aims to present a case study about Thermal Comfort analysis of an inside environment in a metalwork industry to give to the Health and Safety Department crucial data to improve workplace conditions. The main objective of this study is to find thermal islands featured with hot thermal stress, i.e., the critical zones characterized by high temperatures and extreme hot environments. To prospect that the authors are going to use two thermal Indexes: ITH and EsConTer, concerning collected data of air temperature (ºC), air relative humidity (%) and wet bulb temperature (ºc) by the measuring instrument 'Testo 435-4'. These two indexes seemed coherent and equally represent every situation. Concerned that EsConTer showed the ability to translate the thermal environment of an inner space regarding the colour scale developed by Talaia and Simões (2009) based on the international scale ASHRAE seven-point thermal sensation scale.

1. INTRODUÇÃO

O estudo do ambiente térmico em espaços interiores é um tema subjacente à área da Ergonomia e saúde ocupacional que tem sido alvo de diversos tipos de investigação. Estes estudos têm mostrado a existência de fortes relações entre o conforto, saúde e a produtividade em ambientes de trabalho (Bluyssen *et al*., 2011).

Para além destes aspetos, o consumo energético em edifícios, que corresponde a cerca de 40% da energia total consumida no mundo é também um parâmetro de grande relevância (Castilla *et al*., 2011). Liu *et al*. (2012) e Daum *et al*. (2011) mostraram um aspeto chave para redução do consumo de energia e das emissões de dióxido de carbono. Neste sentido, a perceção da variação do ambiente térmico num espaço pode levar a um consumo racional de energia que por sua vez leva à redução da fatura energética.

Segundo a literatura da área, o ambiente térmico de um espaço é influenciado por parâmetros interiores e exteriores a esse espaço, como são exemplo a temperatura do ar, a humidade relativa do ar, a velocidade do ar, a pressão atmosférica, etc.. Emmanuel (2005) e Leal & Neves (2013) mostraram que a sensação de conforto térmico caracteriza-se como sendo uma reação complexa e subjetiva , já que varia de individuo para individuo, devido a fatores como o vestuário, cultura, género, grau de aclimatização, etc.. Assim, a zona de conforto térmico é definida, na literatura, com diferentes intervalos de valores, visto que depende de componentes subjetivas e individuais, bem como de outras especificidades locais (Starling *et al*., 2013). O stress térmico é um conceito oposto ao conforto térmico, isto é, citando Meles (2012) o estado de um individuo quando exposto a ambientes térmicos extremos de frio e calor.

O presente trabalho tem como objetivo principal o estudo do ambiente térmico de uma nave industrial de uma empresa metalomecânica portuguesa com o intuito de identificar eventuais ilhas térmicas, isto é, zonas vulneráveis de stress térmico quente.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento deste estudo exploratório, foi inicialmente definido e interpretado o *layout* da zona índustrial em estudo. A partir do conhecimento do espaço em estudo escolheram-se 72 pontos de recolha de informação, assinalados e numerados na Figura 1. Estes 72 pontos de observação coincidem com os postes da infraestrutura e foram escolhidos no sentido de servirem de guias, facilitando a movimentação dos investigadores na recolha de valores ao longo da nave industrial, e também pelo facto de estarem muito próximos de postos de trabalho. O roteiro assinalado na Figura 1 corresponde ao percurso efetuado pelos investigadores aquando a recolha de dados. Este percurso foi efetuado em dois sentidos durante cada momento de recolha de dados, ou seja, foi primeiramente efetuadao no sentido do ponto 1 ao 69 e de seguida do ponto 69 para o 1. O percurso bidirecional foi efetuado para perceber a dinâmica do ambiente térmico ao longo de uma nave industrial durante um curto periodo de tempo, isto é, cerca de 60 minutos, o tempo necessário para realizar cada percurso.

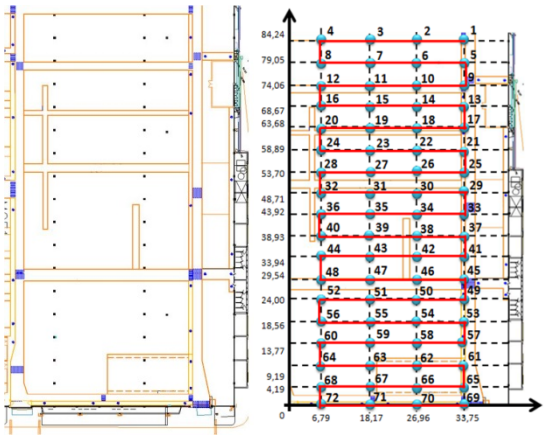


***Figura 1- Layout* e pontos de medição ou de observação.**
(Layout and data collect or observation points)

Os dados relativos aos dois percursos foram recolhidos em dois momentos do dia, no turno de trabalho da manhã, por volta das 10:30h e no turno da tarde, por volta das 15h. O propósito da recolha ser efetuada nestes dois momentos do dia prende-se com a necessidade de perceber se o ciclo diurno do sol afeta o ambiente térmico do espaço interior em estudo.

O tipo de dados recolhidos baseou-se em parâmetros termohigrométricos, nomeadamente, a temperatura do ar, a humidade relativa do ar e a temperatura do termómetro húmido. Estes parâmetros foram recolhidos através do instrumento de medida '*Testo 435-4*'. A velocidade do ar, apesar de ser um parâmetro muito interessante no estudo do ambiente térmico não foi considerada para este trabalho, visto todos os valores serem muito próximos ou iguais a zero.

Estes parâmetros foram registados no interior e no exterior da nave industrial em estudo, com o intuito de perceber a influência do ciclo diurno do sol. As medições exteriores à nave foram efetuadas imediatamente antes de cada recolha de valores referente a um percurso, ou seja, antes da medição no ponto 1 e após a medição no ponto 69.

Para além da recolha destes parâmetros termohigrométricos foram também recolhidos so site do instituto português do mar e da atmosfera (https://www.ipma.pt/pt/otempo/obs.superficie.grafica/obsHorarios.jsp), cartas meteorológicas e graficos relativos à temperatura do ar e humidade relativa do ar para autenticar os valores recolhidos relativos às mesmas variáveis e mais uma vez perceber o impacto do ciclo diurno na dinâmica do ambiente da nave industrial.

Após a recolha dos dados mencionados, foram utilizados dois índices térmicos: (i) *ITH* (Índice Temperatura-Humidade) de Thom (1959) e o (ii) Índice *EsConTer* (Talaia e Simões, 2009).

O primeiro índice, *ITH*, muito utilizado na revisão de literatura em casos exploratórios como este, foi desenvolvido por Thom em 1959 e posteriormente melhorado Nieuwolt (1977). Este índice é traduzido pelos parâmetros termohigrometros de temperatura do ar e humidade relativa do ar, sendo apresentado na seguinte expressão matemática:

$$ITH = 0{,}7T + T\left(\frac{U}{500}\right) \qquad (1)$$

onde, T representa a temperatura do ar (ºC) e U a humidade relativa do ar (%).

Como o tema do ambiente térmico apresenta um carácter muito subjetivo, associado ao próprio indivíduo que sente e experiencia conforto ou stress térmico, existem vários intervalos na revisão de literatura que traduzem os limites de stress e conforto dos indivíduos. No presente trabalho e relativamente a este índice vai ser utilizado o limite de valores adaptado por Talaia *et al*. (2013), como descreve na Tabela 1.

Tabela 1*- Limites típicos aceites de sensação térmica (*Typical acceptable limits of thermal sensation)

ITH	Sensação Térmica
$ITH < 8$	Extremamente frio
$8 \leq ITH < 21$	Sol necessário para conforto
$21 \leq ITH < 24$	COMFORTÁVEL
$24 \leq ITH < 26$	Vento necessário para conforto
$26 \leq ITH$	Extremamente quente

O segundo índice, denominado *EsConTer*, foi desenvolvido por Talaia e Simões (2009), com o intuíto de aproximar a avaliação do ambiente térmico à avaliação da sensação térmica dos índividuos, tendo por isso como base uma escala de cores, concordante com a escala sétima de ASHRAE (ASHRAE 55, 2004), como mostra a Figura 2.

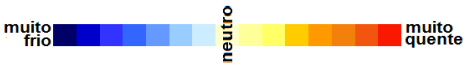


***Figura 2*- Escala de cores: sensação térmica real**
(Color scale- real thermal sensation.)

A escala de cores apresentada na Figura 2 e criada por Talaia e Simões (2009) apresenta um intervalo de '+3' e '-3', correspondente a sensações de extremo calor e extremo frio, respectivamente, no entanto apresenta a mesma sensação térmica em forma de cor, onde '+3' representa a cor vermelho carregado e '-3' a cor azul carregado. Como na escala sétima de ASHRAE o '0', cor amarela, que representa a sensação neutra, isto é, de conforto [-0,5; +0.5], e os restantes quatro valores: '+2', '+1', '-1' e '-2', onde os dois primeiros representam sensações a tender para muito quente e os dois últimos a tender para muito frio. A vantagem da escala de cores do *EsConTer* é permitir valores intermédios para a sensação térmica dos trabalhadores.

Assim, tal como o *ITH*, o índice *EsConTer* é traduzido por variáveis higrométricas, expresso segunda a seguinte fórmula:

$$EsConTer = -3.75 + 0.103\,(T + T_W) \qquad (2)$$

onde, T corresponde à temperatura do ar (ºC) e T_w à temperatura do termómetro húmido (ºC).

A partir destes índices foram criados algoritmos em Matlab que geraram mapas de cores, permitindo uma análise mais simples e intuitiva dos dados em estudo.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Por opção, o presente trabalho apresenta os resultados obtidos para a tarde do dia 4 de Abril de 2013 (Primavera), de forma a facilitar a interpretação de um número excessivo de informação.

A carta meteorológica apresentada na Figura 3 mostra informação relativa ao tempo atmosférico para o dia em estudo. Os dados registados no exterior da nave industrial estavam em concordância com o tempo previsto. Havia a influência de uma frente fria.

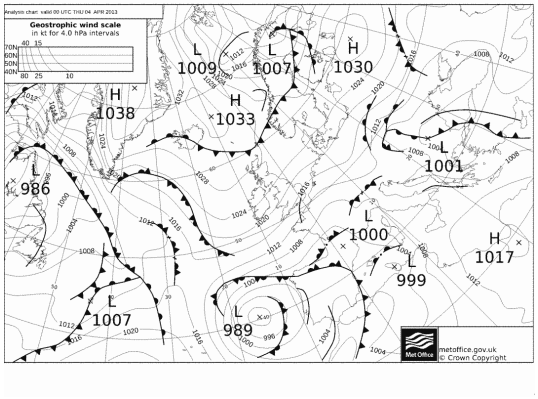


Figura 3- Carta meteorológica de 4 de Abril de 2013.
(Weather chart- 4th April 2013.)

As Figuras 4 e 5 representam os valores de temperatura do ar e humidade relativa do ar, respentivamente, medidos na tarde do dia 4 de Abril de 2013.

De acordo com os gráficos indicados nas Figuras 4 e 5, verifica-se que as regiões caracterizadas por temperaturas mais elevadas, correspondem a áreas com humidade relativa mais baixa, como seria esperado. Os locais com estas características térmicas coincidem com as áreas onde está instalada a soldadura e proximidade de zonas de aquecimento de água e fornos. Esta situação valida os dados registados pelo instrumento de medida.

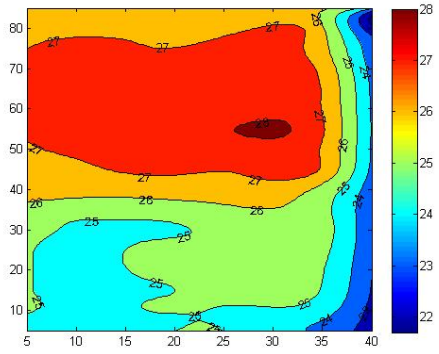


***Figura 4*- Temperatura do ar (ºC): tarde de 4 de Abril 2013.**
(Air temperature (ºC): 4th April 2013, afternoon.)

Apesar dos gráficos das Figuras 4 e 5 retratarem apenas uma parte do dia, foi possível verificar também, através dos valores recolhidos que o ciclo diurno do sol afeta o ambiente interno da nave industrial. Tal facto justifica-se porque se observou que durante a tarde havia tendência para ambiente mais quente e mais abafado, tipo efeito de estufa.

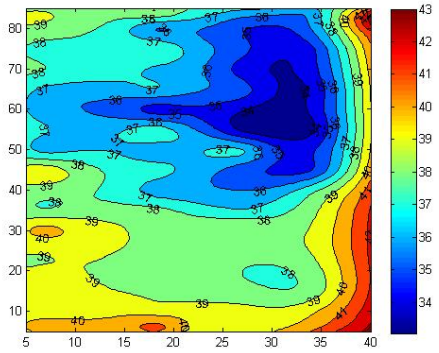


***Figura 5*- Humidade relativa do ar (%): tarde de 4 de Abril 2013.**
(Air relative humidity (%): 4th April 2013, afternoon.)

As Figuras 6 e 7 indicam os padrões do *EsConter* e do *ITH*. A observação visual dos gráficos das Figuras 6 e 7 mostra inequivocamente uma informação de sensação térmica muito semelhante. Dado o *EsConTer* oferecer uma informação imediata da sensação térmica do ambiente, sem recurso a quadros ou tabelas, os autores consideram que é um índice que deve ser valorizado em futuros trabalhos e pelo Departamento de Higiene e Segurança no trabalho das empresas.

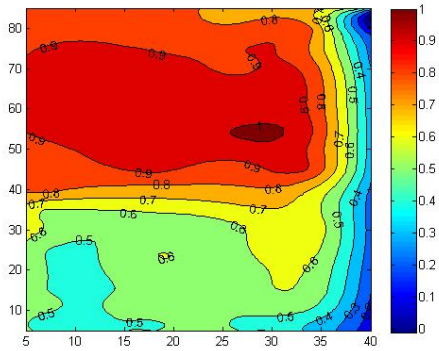


***Figura 6- EsConTer*: tarde de 4 de Abril 2013.**
(EsConTer: 4th April 2013, afternoon.)

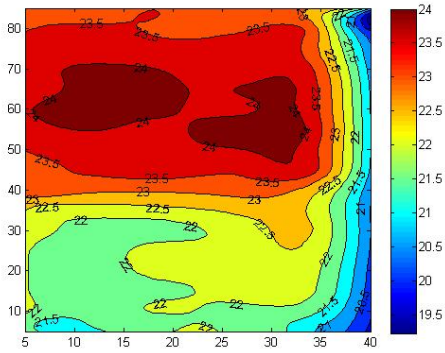


***Figura 7- ITH*: tarde de 4 de Abril 2013.**
(THI: 4th April 2013, afternoon.)

As Figuras 8, 9, 10 e 11 caracterizam o algoritmo de zoom, que permitiu aumentar as áreas consideradas mais criticas. Os gráficos das Figuras 8 e 9 mostram que a temperatura do ar e humidade relativa do ar retratam mais uma vez que as zonas são afetadas com uma temperatura mais alta correspondente a uma baixa humidade relativa do ar.

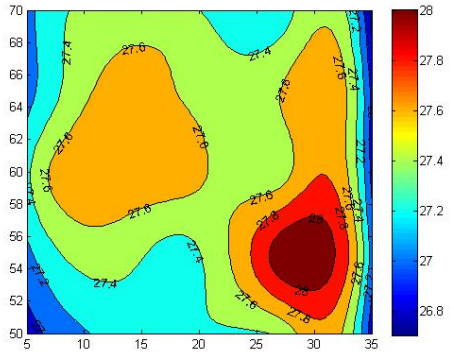


***Figura 8*- Temperatura do ar (ºC): pormenor da tarde.**
(Air temperature (ºC): afternoon.)

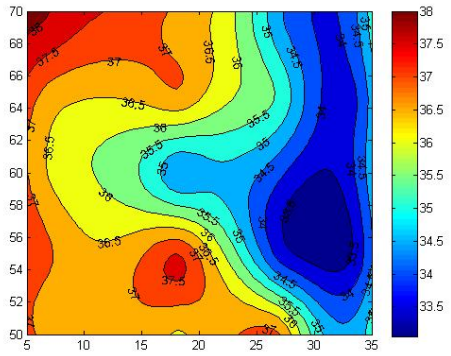


***Figura 9*- Humidade relativa do ar (%): pormenor da tarde.**
(Air relative humidity (%): afternoon.)

Nas Figuras 10 e 11, mostram-se os padrões obtidos para a sensação térmica quando se aplicam o *EsConTer* e o *ITH*.

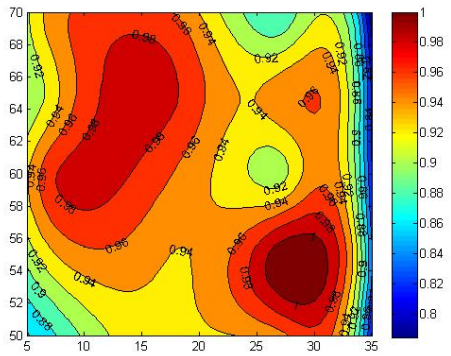


***Figura 10- EsConTer*: pormenor da tarde de 4 de Abril de 2013.**
(EsConTer: 4th April 2013, afternoon.)

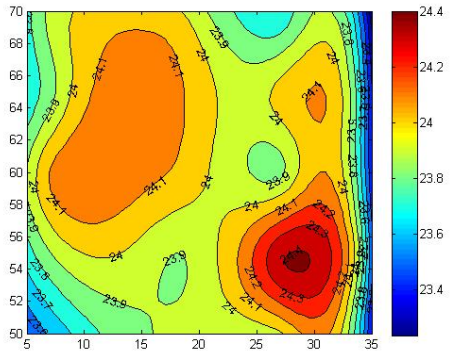


***Figura 11- ITH*: pormenor da tarde de 4 de Abril de 2013**
(THI: 4th April 2013, afternoon.)

4. CONSIDERAÇOES FINAIS

Os resultados obtidos neste trabalho mostram como varia no tempo o ambiente térmico da nave industrial. É possível verificar que a sensação térmica se desvia cada vez mais da zona de conforto devido ao ciclo solar diurno.

Os resultados obtidos pela aplicação dos índices térmicos *EsConTer* e *ITH* mostram uma excelente concordância. Nestas circunstâncias, pela simplicidade de aplicabilidade e de interpretação física do ambiente térmico, consideremos que o *EsConTer* deve ser valorizado em futuros estudos.

A metodologia adoptada permitiu detectar numa nave industrial a existência de "ilhas térmicas" que favorecem um ambiente se stress térmico para o trabalhador.

Adicionalmente os resultados e considerações obtidas, neste trabalho, foram apresentados e valorizados pelo Departamento de Higiene e Segurança de modo a desenvolver ações de correção e melhorias nos locais de trabalho afetados às ilhas térmicas detetadas na empresa.

5. REFERÊNCIAS

ASHRAE 55 (2004): "Thermal environmental conditions for human occupancy". *American Society of Heating, Refrigerating and Air-Conditioning Engineers* – ISBN/ISSN: 1041-2336.

Bluyssen, P., M. Aries, and P. Dommelen (2011): "Comfort of workers in office buildings: The Europian HOPE project". *Building an Environment*, 46, 280-288.

Castilla. M., J.D. Álvarez,M. Berenguel, F. Rodríguez, J.L. Guzmán and M. Pérez (2011): "A comparison of thermal comfort predictive control strategies", *Energy and Buildings*, 43(10), 2737-2746.

Daum, D., F. Haldi and N. Morel (2011): A personalized measure of thermal comfort for building controls. *Building and Environment,* 46, 3-11.

Emmanuel, R. (2005): "Thermal comfort implications of urbanization in warm-humid city: the Colombo Metropolitan Region (CMR), Sri Lanka". *Building and Environment,* 40, 1591-1601.

Leal, A. and M. Neves (2013): "Study of Thermal Hot Environments: Contribution to a Technical Assessment". *Occupational Safety and Hygiene*, Editors Arezes et al. Taylor & Francis Group, London, 187-188.

Liu, J., R. Yao, J. Wang and B. Li (2012): "Occupants' behavioural adaptation in workplaces with non-central heating and cooling systems". *Applied Thermal Engineering*, 35, 40-54.

Meles, B. (2012): "Ergonomia Industrial e Conforto Térmico em postos de trabalho". Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro (publicada). Aveiro (in Portuguese).

Nieuwolt, S. (1977): Tropical climatology. London: Wiley

Starling, T.,V. Mendonça, O. Alsina and L. Monteiro (2013): "Ergonomic Analysis at a Working Station Located in a Technology and Information Management Company from Sergipe, Brazil, Based on Temperature and Termic Stress Level". *Occupational Safety and Hygiene,* Editors Arezes et al. Taylor & Francis Group, London, 403-404.

Talaia, M., B. Meles and L. Teixeira (2013): "Evaluation of the Thermal Comfort in Workplaces – a Study in the Metalworking Industry". *Occupational Safety and Hygiene*, Editors Arezes et al. Taylor & Francis Group, London, 473-477.

Talaia, M. and H. Simões (2009): "Índices PMV e PPD na Definição da "performance" de um Ambiente". Livro de atas do V Encontro Nacional de Riscos e I Congresso Internacional de Riscos, Coimbra, de 29 a 31 de Maio, 83

Thom, E.C. (1959). "The Discomfort Index". Weatherwise: 57-60.

Determination of the cloud cover using ground-based measurements of downward longwave radiation. Comparison with an all-sky camera images.

Determinación de la cubierta de nubes mediante medidas de radiación de onda larga en la superficie. Comparación con imágenes de una cámara de nubes.

M.D. Freile-Aranda[(1)] , J.L. Gómez-Amo[(1)(2)], M.P. Utrillas[(1)], C. Marcos[(1)], D. Serrano[(1)]and J.A. Martínez-Lozano[(1)].

(1) Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica, Universidad de Valencia
(2) Laboratory for Earth Observations and Analyses, ENEA, Rome

SUMMARY

The clouds play an important role in the atmospheric radiative budget at local and planetary scales. They act scattering and absorbing solar and thermal radiation. Because of their large space-temporal variability, a continuous monitoring of the cloud cover is an important fact for many studies. The combination of longwave downward radiation, temperature and relative humidity measurements can be used to easily obtain the partial cloud amount by means of the Automatic Partial Cloud Amount Detection Algorithm (APCADA), (Dürr and Philipona, 2004). In the first step, a series of constants typical of the location must be obtained. Once these constants have been determined, the cloud cover is determined with 10-min resolution throughout the 24-h.measurements from 2009 to 2013 in Burjassot (Valencia) with a resolution of 5 and 1 minute until 2011 and after 2011 have been used, respectively. The results show that the seasonal mean cloud cover is 30%, 23%, 30% and 25% for spring, summer, autumn and winter.

Moreover, the limitations of the method have been tested against the all-sky camera data. In general, the cloud cover estimations by APCADA agree well with those obtained from the all-sky images. However, the deviation between both approaches is larger when only high cirrus clouds are present. In addition, the cloud base height is measured by a ceilometer which confirms that the deviations are larger when the clouds are higher than 6000m.

1. INTRODUCCIÓN

Las nubes constituyen uno de los factores más importantes que regula el balance radiativo Tierra-atmósfera por su interacción con la radiación. Dicha interacción se da a través de procesos como la absorción y dispersión de la radiación solar y la consecuente emisión de radiación térmica (Costa et al., 2013).

Para poder llevar a cabo estudios como, por ejemplo, el de forzamiento radiativo de las nubes, es necesario distinguir entre casos de cielo despejado y cielo cubierto. Éste es solo uno de los muchos ejemplos en los que esta distinción es necesaria, de modo, que es de gran importancia disponer de una técnica que permita separar ambas situaciones.

Con este objetivo (Marty and Philipona,2000) desarrollan un método con el que discernir los cielos despejados de cielos cubiertos. Este método utiliza un índice llamado "Clear Sky Index, CSI", basado en la emisividad aparente del cielo y la emisividad aparente de cielo despejado, que se obtienen a partir de medidas de radiación de onda larga descendente, temperatura y humedad relativa. El criterio establecido para separar cielos cubiertos de cielos claros con el CSI es el siguiente: si CSI $\leq$ 1 el cielo está despejado, mientras que si CSI > 1 el cielo está cubierto.

Para conocer la cobertura parcial de nubes y mejorar los resultados obtenidos con el CSI, Dürr y Philipona realizan una modificación de éste desarrollando un algoritmo conocido como APCADA (Automatic Partial Cloud Amount Detection Algorithm) (Dürr and Philipona, 2004). Esta mejora incluye la introducción de un ciclo diurno y anual en la emisividad aparente de cielo despejado y la definición de un nuevo índice llamado "Cloud Free Index,CFI", el cual sigue el mismo criterio que el CSI.

En este trabajo se aplica APCADA sobre datos obtenidos entre los años 2009 y 2013 en Burjassot (Valencia). Las limitaciones asociadas a la metodología aplicada se determinan mediante la comprobación con las medidas de cubierta de nubes realizadas con una cámara de nubes y de altura de la base de las nubes obtenidas con un ceilómetro.

2. MEDIDAS

En este trabajo se ha utilizado una base de datos de 5 años que comprende el período temporal desde 2009 a 2013, en diferentes intervalos según qué magnitud se considere. La zona de estudio es Burjassot (Valencia) (39.51N, 0.41W).

Para medir la radiación de onda larga se ha utilizado un pirgeómetro Kipp&Zonen modelo CGR-4. Desde 2009 hasta septiembre de 2011 las medidas se registraban cada cinco minutos. Desde entonces la frecuencia de registro se ha aumentado a 1 minuto.

Con una cámara de cielo Sieltec SONA, las características de la cual se describen en (Serrano et al., 2013), se han obtenido medidas de la cubierta nubosa durante los años 2009-2011, cada cinco minutos. Con estos datos se realiza una comparación con los resultados de cubierta nubosa obtenidos con APCADA.

La altura de la base de las nubes se determina usando las medidas de un ceilómetro VAISALA CL51 con una resolución temporal de un minuto entre Julio y Octubre de 2013.

3. ALGORITMO APCADA

La radiación de onda larga descendente medida en la superficie se ve influenciada por la presencia de nubes. Cuando el cielo está completamente despejado o cubierto, la variación en la radiación medida durante el periodo de tiempo en que se mantiene esa situación es pequeña. Teniendo en cuenta este hecho, el algoritmo APCADA se basa en la variación de la radiación de onda larga medida durante la última hora y en el valor del índice CFI para clasificar la cubierta nubosa.

El cálculo del índice CFI se fundamenta en la relación entre la emisividad aparente del cielo y la emisividad aparente de cielo despejado. Un valor de CFI igual o inferior a 1, indica que el cielo está despejado, mientras que si es superior a 1 está nublado. Su cálculo se realiza mediante la ecuación (1):

$$CFI = \frac{\epsilon_A}{\epsilon_{AC}} \quad (1)$$

Donde ϵ_A representa la emisividad aparente del cielo y ϵ_{AC} la emisividad aparente de cielo despejado. Para la obtención de la primera se hace uso de la ecuación de Stephan-Boltzmann:

$$\epsilon_A = \frac{LDR}{\sigma_b T^4} \quad (2)$$

LDR es la radiación de onda larga medida por el pirgeómetro, T la temperatura y σ_b la constante de Stephan-Boltzmann con un valor de $5.67 \cdot 10^{-8}$ W m^{-2} K^{-4}.

En el caso de la emisividad aparente de cielo despejado, su cálculo se realiza con la siguiente ecuación:

$$\epsilon_{AC} = \epsilon_{AD} + [k\ t\ + \Delta k(t)] \left(\frac{e}{T}\right)^{1/7} \quad (3)$$

ϵ_{AD} es la emisividad de una atmósfera completamente seca que depende de la altura de la zona de estudio y que en este caso tiene un valor de 0.23, e representa la presión de vapor y k(t) y Δk(t) son funciones propias de la zona de estudio que varían con el tiempo.

Para la definición de k(t) y Δk(t), es necesario conocer sus valores extremos (a los que llamaremos constantes). Estos valores vienen marcados por la evolución de la temperatura a lo largo del día y del año. Así que, para determinar las constantes se utilizan datos en los que se dé la mayor y la menor temperatura durante el día (lo que permite conocer el ciclo diario) y durante el año (para conocer el ciclo anual). Es también necesario que los datos empleados en su determinación pertenezcan a instantes de cielo despejado. Los pasos que se deben seguir para el cálculo de las constantes en los casos de día son:

1. Suponemos un valor para k(t) + Δk(t) de 0.48, y con ello calculamos CFI para cada instante.
2. Tres horas después del mediodía hora solar, es decir, a las 15:00 LAT (hora solar), cuando la temperatura en la superficie es máxima, se calcula la desviación estándar de la radiación de onda larga durante una hora antes y una hora después, descartando los casos en los que la desviación estándar sea mayor que 1W/m^2. De ese modo, nos quedaran solo los casos con cielo despejado y completamente cubierto.
3. Se establece un límite superior para CFI, para poder descartar los casos de cielo completamente cubierto, quedando solamente los de cielo despejado.
4. Se ajustan los datos restantes utilizando la ecuación (3) con Δk = 0, teniendo en cuenta que, al ser instantes despejados, CFI ≤ 1, se puede decir que $\epsilon_A \cong \epsilon_{AC}$. Con esto, ya tenemos el valor k que buscamos.

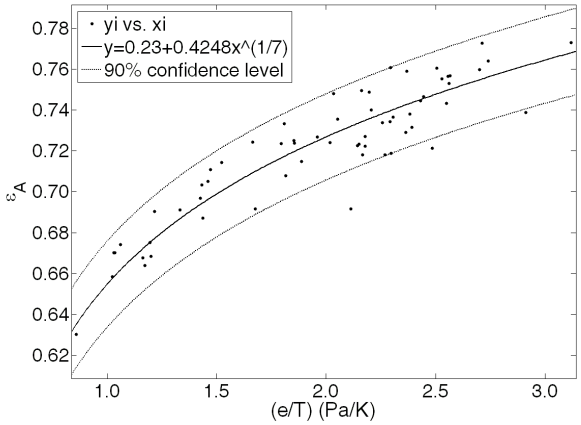


Figura 1* – Ajuste para invierno día (2009-2012).** ***(Fit for Winter day (2009-2012).)

Un ejemplo de ajuste lo vemos en la Figura 1, para el caso invierno día, con k = 0.4248.

Para determinar Δk se utiliza el límite superior del 90% del nivel de confianza en el valor medio de (e/T). La ecuación (4) describe el cálculo a realizar:

$$\Delta k = \frac{\epsilon_{AC,y1} - \epsilon_{AC,y}}{(e/T)^{(1/7)}} \quad (4)$$

Este procedimiento se realiza para invierno (Diciembre, Enero, Febrero) y verano (Junio, Julio, Agosto), obteniendo las constantes para invierno día y verano día.

Para obtener las constantes invierno noche y verano noche, se utilizan los datos pertenecientes a momentos antes del amanecer, cuando se produce el mínimo de temperatura.

Finalmente, se tienen cuatro valores de k y Δk, como muestra la tabla 1: invierno día, invierno noche, verano día y verano noche.

Tabla 1* - Constantes k y Δk para Burjassot (Valencia).** ***(k and Δk constants for Burjassot (Valencia).)

	k		Δk	
	DÍA	NOCHE	DÍA	NOCHE
INVIERNO	0.42	0.45	0.018	0.015
VERANO	0.43	0.45	0.029	0.018

Una vez se conocen estos valores constantes, se definen las funciones k(t) y Δk(t) a través de una serie de relaciones desarrolladas en (Dürr and Philipona, 2004) y se recalcula el CFI con ellas.

Para determinar la cubierta nubosa se utiliza un criterio definido en (Dürr y Philipona, 2004), que se muestra en la tabla 2. Se basa en los valores del CFI y la desviación estándar de la radiación de onda larga. Para aplicar este criterio se definen unos límites para CFI: 1+az, 1+bz y 1+cz, donde a = 0.12, b = 0.21, c = 0.38 y $z = \frac{\epsilon_{overcast}}{\epsilon_{AC}} - 1$, los cuales fueron obtenidos por Dürr y Philipona, para Payerne. Tanto en su trabajo como en (Schade et al, 2009), se supone que estos valores son adecuados también para otras localizaciones, de modo que también lo serán en este caso.

Tabla 2* – Criterio para estimar la cobertura parcial de nubes.** ***(Criterion to estimate the partial cloud amount.)

APCADA		
CFI(x)	Std LDR (y) W/m^2	PCA (octas)
x ≤ 1	y ≤ 0.5	0
x ≤ 1	0.5 < y ≤ 2	1
x ≤ 1	y > 2	2
1 < x ≤ (1+az)	y ≤ 1	1
1 < x ≤ (1+az)	1 < y ≤ 2	2
1 < x ≤ (1+az)	y > 2	3
(1+az) < x ≤ (1+bz)	y ≤ 1	2
(1+az) < x ≤ (1+bz)	y > 1	4
(1+bz) < x ≤ (1+cz)	y ≤ 4	5
(1+bz) < x ≤ (1+cz)	y > 4	6
x > (1+cz)	y > 8	6
x > (1+cz)	2 < y ≤ 8	7
x > (1+cz)	y ≤ 2	8

Con todo ello, podemos conocer cuál es la cubierta nubosa en cada uno de los instantes en lo que contamos con medidas de temperatura, humedad relativa y radiación de onda larga descendente.

4. RESULTADOS

4.1 Cobertura nubosa

En este trabajo se ha obtenido la cobertura nubosa desde el año 2009 al año 2013. Con todos estos datos, se puede realizar un análisis de la nubosidad en Burjassot. En la Figura 2 se representa un histograma de cobertura nubosa en octas:

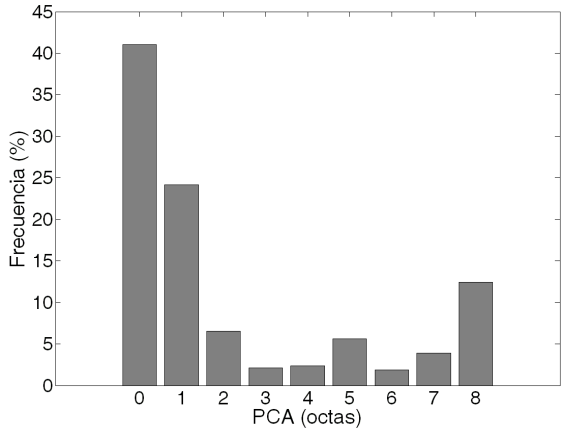


Figura 2* – Histograma de cobertura nubosa obtenida con APCADA (2009-Oct.2013).** ***(Cloud cover histogram obtained with APCADA (2009-Oct. 2013).)

La cobertura nubosa se distribuye, prácticamente, entre días completamente despejados o casi despejados (0-1 octas) o días completamente cubiertos (8 octas). Los casos de cobertura nubosa < 1 octas representan el **65 %** del total mientras que los casos de cielo completamente cubierto (8 octas) suponen el **12 %** del total. Los casos intermedios son menos frecuentes en esta zona y representan alrededor del **20 %** de los casos.

También se ha realizado un estudio estacional de la cobertura durante los años disponibles, presentado en el histograma de la Figura 3. En ella se distinguen cuatro rangos de cobertura nubosa para cada estación, de modo que es posible ver cuál es el más habitual en cada época del año.

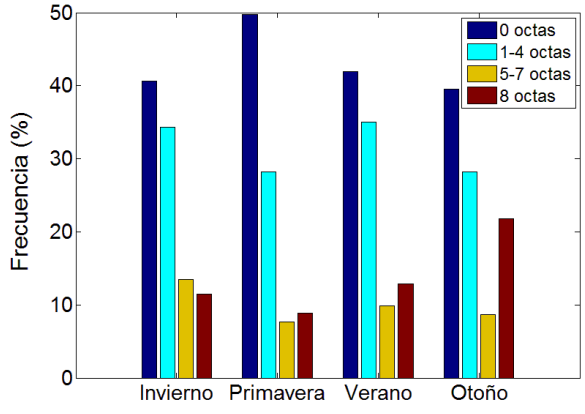


Figura 3* – Cobertura nubosa estacional (2009-Oct.2013).** ***(Seasonal cloud cover (2009-Oct.2013).)

En cuanto a cielos claros (0 octas), la primavera es la estación con más de estos instantes, llegando prácticamente al 50%, mientras que las otras tres estaciones se quedan con cerca de un 40%. En los casos de nubosidad intermedios (1-4 octas y 5-7 octas) no existen grandes diferencias entre las distintas épocas del año, pero si se observa como son más frecuentes los cielos cubiertos por entre 1 y 4 octas que por 5-7 octas. Por último, la estación del año con más presencia de cielos completamente cubiertos es el otoño, con un 20%.

Aunque no existen grandes diferencias entre las estaciones, el verano es la época del año con menos nubosidad, al contrario de lo que ocurre en primavera y otoño, con cerca de un 30%. En invierno la cobertura media (25%) es ligeramente superior a la del verano (23%).

4.2 Comparación con cámara de nubes

Después de analizar los datos dados por APCADA, se van a comparar con los obtenidos por la cámara de nubes, en los años 2011 y 2012. En la Figura 4, se representa la diferencia en octas entre la cobertura de nubes dada por APCADA y la obtenida por la cámara. Como se puede observar, casi un 50% de los datos coinciden en ambos casos (0 octas) y, aproximadamente, en un 90% de los casos se tiene una diferencia de ±1 octa. El porcentaje de casos con una diferencia mayor de ±2 octas no supera el 10%.Por tanto, podemos considerar que APCADA da una buena estimación de cuál es la cobertura nubosa ya que está en buen acuerdo con las imágenes de la cámara de nubes.

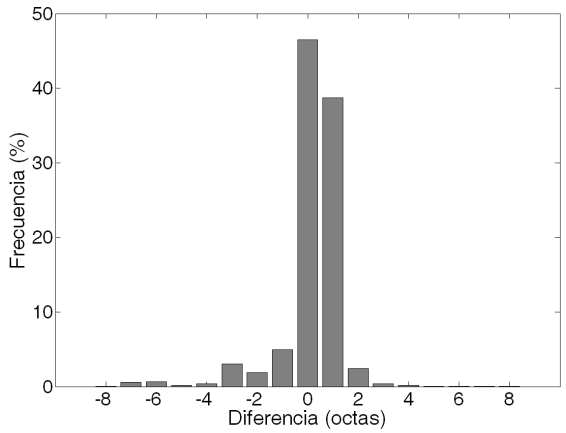


Figura 4* – Histograma de diferencia entre la cubierta nubosa obtenida con APCADA y la obtenida con la cámara de nubes (2011-2012).** ***(Difference histogram between the cloud cover obtained with APCADA and the cloud cover obtained with an all-sky camera (2011-2012).)

Otra forma de analizar los resultados obtenidos es hacerlo de forma estacional. En la Tabla 1, vemos cuál es el porcentaje de resultados que se encuentran dentro del margen de error propuesto en cada estación. En verano se obtiene un menor número de coincidencias entre APCADA y la cámara, al contrario que en invierno, cuando se consiguen los mejores resultados. Pero si consideramos un intervalo de entre 0 y ± 1 octas, encontramos alrededor del 90% de los resultados en todos los casos.

Tabla 1* – Porcentaje de resultados estacionales con una diferencia de 0, 1 o 2 octas entre APCADA y la cámara de nubes.** ***(Seasonal percentage results with a difference of 0, 1 or 2 octas between APCADA and all-sky camera.)

	RESULTADOS (%)			
ESTACIÓN	0 octas	±1 octas	±2 octas	0 a ±2 octas
INVIERNO	79.5	13.4	2.6	95.5
PRIMAVERA	50.0	40.4	5.6	96.0
VERANO	11.8	79.1	6.3	97.2
OTOÑO	43.6	43.5	3.0	90.1

Hay que tener en cuenta que APCADA es un método limitado por varias razones como, por ejemplo, que no detecta la presencia de cirros, o que las nubes que se encuentran cerca del horizonte no tienen tanta influencia en la radiación de onda larga como las que se encuentran cerca del cenit, por lo que tampoco son detectadas. Esto, en parte, explica las diferencias existentes entre los resultados obtenidos con APCADA y la cámara de nubes.

4.3 Comparación con ceilómetro

Con la ayuda de las medidas realizadas por un ceilómetro, el cual nos informa de la altura de la base de las nubes, podemos saber a partir de qué altura APCADA no es capaz de detectar nubes. Hay que tener en cuenta que los campos de vista del ceilómetro y el pirgeómetro con diferentes. El ceilómetro trabaja con un campo de vista estrecho y es sensible únicamente a la dirección cenital. Por el contrario el pirgeómetro es sensible a todo el hemisferio celeste. Por tanto, en ocasiones, el ceilómetro no ve nubes que sí afectan a las medidas del pirgeómetro, y se reflejan en los resultados de APCADA.

Para limitar las diferencias relacionadas con la técnica de observación empleada se han seleccionado casos en los que las nubes se sitúan en dirección cenital y son detectadas por el ceilómetro. Además, para determinar la sensibilidad APCADA con la altura de las nubes, se han seleccionado los casos en los que APCADA da un resultado de 0 octas, mientras que el ceilómetro sí encuentra nubes. Viendo la altura de la base de la nube, se obtiene que, en promedio, APCADA no detecta nubes a partir de los 6000m aproximadamente. Esto significa que las nubes situadas a más de 6km de altura no tienen un efecto importante sobre la irradiancia de onda larga medida en la superficie.

Como caso particular y a modo de ejemplo, se ha tomado el día 12 de agosto de 2013. Las Figuras 5 y 6 muestran la evolución diaria de la señal recibida por el ceilómetro y la cubierta nubosa obtenida con APCADA respectivamente. A primeras horas del día (hasta las 8 de la mañana aproximadamente), el ceilómetro detecta nubes altas, alrededor de los 8000m. En cambio, se observa como en la mayor parte de ese período APCADA detecta como máximo 1 octa. Por otro lado, con una imagen de la cámara de nubes a las 6:04 (Figura 7), confirmamos la existencia de nubes no detectadas por APCADA.

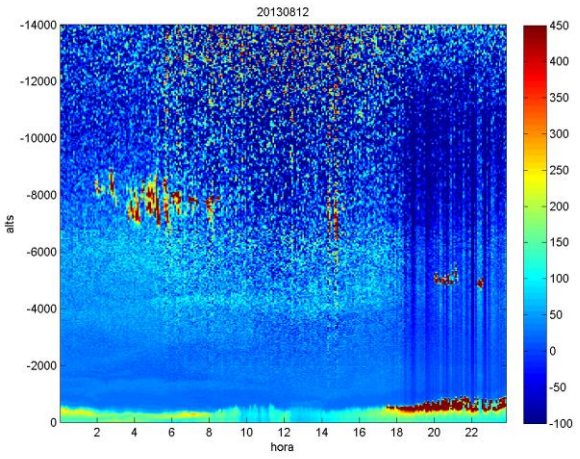


Figura 5 – Evolución de la altura (m) de las nubes medida por un ceilómetro durante el día 12/08/2013. (Evolution of the clouds height(m) measured by a ceilometer on 12/08/2013.)

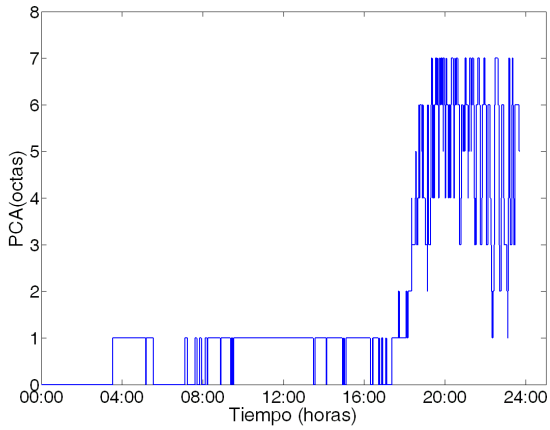


Figura 6 – Evolución de la cobertura nubosa calculada con APCADA durante el día 12/08/2013. (Evolution of the cloud cover calculated with APCADA on 12/08/2013.)

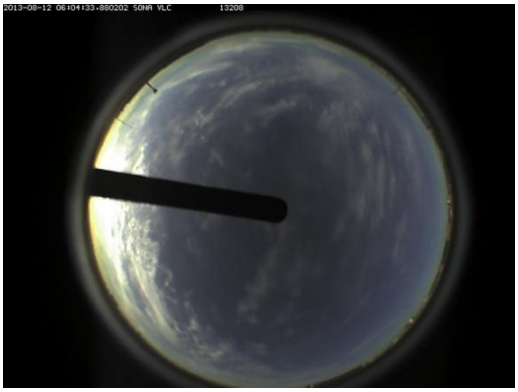


Figura 7 – Imagen de la cámara de nubes del día 12/08/2013 a las 06:04h. (All-sky camera image on 12/08/2013 at 06:04h.)

En cambio, a partir de las 18h, el ceilómetro indica la presencia de nubes alrededor de los 500m. Ésta presencia es detectada simultáneamente por APCADA ya que a esas horas la cubierta nubosa aumenta desde 1 hasta entre 5 y 7 octas. La cámara de nubes confirma estos resultados: en la Figura 8 tenemos una imagen a las 20:44h en la que se ven perfectamente las nubes existentes.

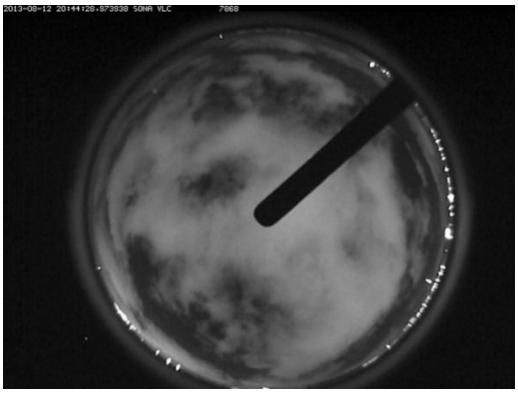


Figura 8 – Imagen de la cámara de nubes del día 12/08/2013 a las 20:44h. (All-sky camera image on 12/08/2013 at 20:44h.)

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha estudiado la cobertura nubosa en Burjassot durante 5 años (2009-2013). Para ello se ha empleado el algoritmo APCADA, basado en medidas de irradiancia de onda larga. Además se ha realizado un estudio estadístico y se han estudiado limitaciones de la metodología utilizada.

En primer lugar se han determinado las constantes propias del lugar de medidas k y Δk. Una vez quedan determinadas las constantes, se puede obtener la cobertura nubosa en cualquier día del año y a cualquier hora, siempre que se disponga de la información necesaria.

Los resultados obtenidos muestran como, en Burjassot, las situaciones más habituales son de cielo claro o casi despejado (0-1 octas) y de cielo completamente cubierto (8 octas). Además, las épocas del año con una mayor nubosidad son primavera y otoño. De la comparación con los datos obtenidos con la cámara de cielo, se muestra que en un 47% de los casos los resultados de APCADA y la cámara coinciden, y en un 90% la diferencia no es mayor de 1 octa. Estos datos demuestran que los resultados de APCADA se ajustan a los que proporciona la cámara. Por otro lado, gracias al ceilómetro, se consigue ver como la sensibilidad de la radiación de onda larga medida en superficie disminuye con la altura de las nubes. De esta forma las limitaciones de APCADA se muestran a partir de los 6000m, aproximadamente.

Para tener una descripción completa de la cobertura nubosa, se puede contar con algún otro método complementario a APCADA que sí tenga en cuenta las nubes altas, como por ejemplo, el descrito en (Long and Ackerman, 2000).

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiando por el Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN) a través de los proyectos CGL2011-24290 y CGL2012-33294. y por la Generalitat Valenciana a través del proyecto PROMETEO-2010-064.

7. BIBLIOGRAFIA

Dürr, B. and R. Philipona (2004): "Automatic cloud amount detection by surface longwave downward radiation measurements". Journal of geophysical research, 109, D05201.

Long, C. N. and T.P. Ackerman (2000): "Identification of clear skies from broadband pyranometer measurement and calculation of downwelling shortwave cloud effects". Journal of geophysical research, 105, D12, 15609-15626.

Marty, C. and R. Philipona (2000): "The Clear-Sky to separate Clear-Sky from Cloudy-Sky Situations in Climate Research". Geophysical research letters, 27, 17, 2649-2652.

Schade, N.H., A. Macke, H. Sandman and C. Stick (2009): "Total and partial cloud amount detection during summer 2005 at Westerland (Sylt, Germany)". Atmospheric Chemistry and Physics, 9, 1143-1150.

Serrano, D., Núñez, M., Utrillas, M.P., Marín, M.J., Marcos, C. and Martínez-Lozano, J.A. (2013): "Cloud optical depth in the erythemal band for overcast conditions". (Submitted to Int. J. Climatology).

Relación entre el espesor óptico de nubes y los índices de claridad k_t y k_t'
Relationship between cloud optical depth and clearness indices, k_t y k_t'

D. Serrano[(1)], M.J. Marín[(2)], M.D. Freile-Aranda[(1)], M.P. Utrillas[(1)], M. Nuñez[(3)], J.A. Martínez-Lozano[(1)]

[(1)] Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Universitat de València, Spain, david.serrano@uv.es
[(2)] Departament de Matemàtiques per a l'Economia i l'Empresa, Universitat de València, Spain.
[(3)] School of Geography and Environmental Studies, University of Tasmania, Hobart, Australia.

SUMMARY

Cloud cover plays a fundamental role in regard to the amount of solar radiation that reaches the earth's surface. It generally produces an attenuating effect (up to even 80%) that depends, among other characteristics, on the type of a cloud, its optical depth and its distribution in the sky. Numerous studies, which can be found in the scientific literature, relate through the atmosphere different transmissivity factors of radiation with the cloud optical depth for overcast skies, for different spectral ranges. This empirical relationship permits to obtain the cloud optical depth from transmissivity factors, as they are easier to calculate.

This study displays the relationship between the previous obtained cloud optical depth, τ, and the main transmissivity factor of radiation through the atmosphere, the clearness index, k_t, and the modified one, k_t'. We have got this result for the ultraviolet erythema radiation (UVER) as well as for the broadband. The experimental data of irradiance for 2011 in Valencia City were used to obtain this relationship, while the data for 2012 was applied to validate the results.

For this purpose we used the cloud optical depths, obtained by a minimization process, with a radiative transfer model of multiple scattering, SBDART, based on the irradiation surface measurements. These measurements were obtained in the UVER range by means of a YES-UVB-1 broadband radiometer and in the whole spectrum with measurements of a CM-6 pyranometer by Kipp & Zonen. The cloud cover was obtained with a SONA SIELTEC SL sky camera.

The graphical representation demonstrates a significant decrease of clearness indices when the cloud optical depth grows. That shows that the solar radiation of both the UVER and broadband are very sensitive to this cloud characteristic and this variable can be adjusted by using a potential equation. The cloud optical depths, obtained with this potential equation, have a deviation with the experimental cloud optical depths for the both 2011 and 2012 in less than 8%, being the correlation coefficient close to 0.9.

1. INTRODUCCIÓN

La cobertura nubosa juega un papel fundamental respecto a la cantidad de radiación solar que alcanza la superficie de la tierra, produciendo generalmente un efecto atenuante (hasta incluso del 80%) dependiendo entre otras características del tipo de nube, su espesor óptico, y de su distribución en el cielo (Calbó et al., 2005; Alados-Arboledas et al., 2003).

El espesor óptico de las nubes (τ) o equivalentemente, la extinción integrada en columna en la nube, es la propiedad fundamental de la nube más determinante en la radiación solar que alcanza la superficie de la tierra.

Numerosos estudios que podemos encontrar en la literatura relacionan diferentes factores de transmisividad de la radiación a través de la atmosfera con los espesores ópticos de nubes para cielos totalmente cubiertos, tanto en el rango de la UVER como en la banda ancha (Antón et al, 2012; Barnard y Long, 2004).

Determinar con precisión el espesor óptico de nubes, así como su caracterización espacial y temporal, sigue siendo un objetivo primordial de la comunidad científica. Los principales medios de los que se disponen son medidas de satélites, medidas obtenidas por aviones en campañas y principalmente medidas en superficie, donde mediante medidas de reflexión o de transmisión de la radiación solar podemos inferir el espesor óptico de nubes. Diferentes métodos basados en la transmisión de la radiación solar utilizan la irradiancia espectral (Min y Harrison, 1996) o la irradiancia en todo el espectro (Leontieva y Stamnes, 1994; Boers, 1997; Dong et al., 1997; Barker et al., 1998), los cuales presuponen capas de nubes homogéneas plano-paralelas. Desafortunadamente la mayoría de los métodos utilizados necesitan información de diferentes parámetros atmosféricos de los cuales en la mayoría de lugares no disponemos de datos (distribuciones verticales de vapor de agua, aerosoles y características y propiedades de las nubes) y además los algoritmos utilizados requieren tiempos de computación elevados.

Por todo ello, en este artículo se propondrá diferentes métodos para calcular el τ de una manera sencilla, fácil y rápida, usando únicamente medidas de irradiancia solar a nivel de superficie, disponibles con mayor facilidad, tanto en el rango de la UVER como en toda la banda del espectro.

Los valores de τ obtenidos aquí deben ser únicamente considerados como una aproximación, basada en la presunción de que partimos de nubes homogéneas con una configuración plano-paralela y con cielos totalmente cubiertos. Finalmente, las medidas de irradiancia en superficie están afectadas por la transmisión a través de las capas de la atmósfera tanto por encima como por debajo de las nubes. Por tanto, sin información detallada de la distribución vertical de las propiedades ópticas de la atmósfera, no es posible distinguir entre el espesor óptico total de la atmósfera en columna y el espesor óptico únicamente de las nubes en esa columna. Esta diferencia es a menudo ignorada en los algoritmos de obtención de los valores τ y en este trabajo también será ignorada.

2. INSTRUMENTACIÓN Y METODOLOGÍA

Las medidas de irradiancia UVER global son tomadas cada minuto en el campus de Burjassot en la Universidad de Valencia, España (39° 30'N, 0° 25'W, 30 m) con un radiómetro UVB-1 de la casa YES, cuyo aspecto se muestra en la Figura 1. Es un instrumento de banda ancha tipo Robertson-Berger, cuyo intervalo espectral abarca desde 280 a 400 nm. Estos sensores están diseñados para la medida a la intemperie y tienen una sensibilidad espectral próxima al espectro de acción eritemático (Fig. 2).



Figura 1. Radiómetro UVB-1 de YES midiendo UVER global.

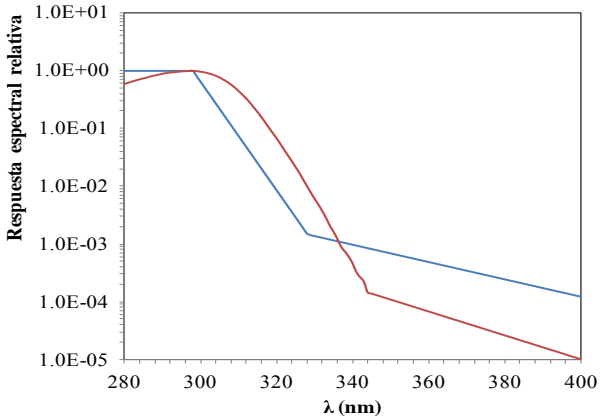


Figura 2. Respuesta Espectral Relativa del radiómetro YES-UVB-1 (en rojo) y Espectro de Acción Eritemático de la CIE (en azul).

El instrumento ha sido calibrado en las instalaciones del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) en el arenosillo, España (Vilaplana et al., 2006).

Para las medidas de radiación global se ha utilizado un piranómetro CM6 de la casa Kipp & Zonen, (Fig. 3). Este radiómetro está diseñado para la medida de la radiación solar sobre una superficie. Los piranómetros CM6 de Kipp & Zonen son sensibles a un amplio rango espectral, entre 310 nm y 2800 nm. Las medidas son tomadas también cada minuto. En 2011 se calibró por intercomparación con un piranómetro CM21 de Kipp & Zonen, calibrado previamente por el fabricante.



Figura 3. Piranómetro de banda ancha CM6 de Kipp & Zonen.

La cámara de nubes utilizada para este trabajo es un modelo SONA (Sistema de Observación de Nubes Automático) de la empresa Sieltec Canarias S.L. (Fig. 4).



Figura 4. Cámara de nubes SONA SIELTEC, S.L.

Esta cámara posee un sensor CCD con filtros RGB de 640x480 píxeles, que permite caracterizar de forma adecuada todo el cielo, con un círculo central de 444 píxeles de diámetro. La cámara hace fotografías a color con una lente de ojo de pez de todo el hemisferio cada 5 minutos y durante 24 horas.

Para modelizar la irradiancia que llega a la superficie en cielos despejados se ha utilizado el modelo de transferencia radiativa SBDART versión 2.4 (Ricchiazzi et al.,1998) que es un modelo de dispersión múltiple, que utiliza el algoritmo DISORT para resolver la ecuación de transferencia radiativa considerando la aproximación de una atmósfera plano-paralela. Donde como INPUTS de entrada tenemos que definir el perfil atmosférico, el rango del espectro calculado, el ozono, el albedo de la superficie y las características de los aerosoles y de las nubes, entre otros.

Se ha obtenido el τ en cielos completamente cubiertos mediante un método de minimización que consiste en los siguientes pasos:

Primero, se han seleccionado los cielos cubiertos por nubes bajas y medias, mediante las imágenes proporcionadas por la cámara de nubes. Este tipo de nubes son más fáciles de clasificar a simple vista ya que tienen una forma y extensión bien definidas, están formadas únicamente por gotas de agua en nuestra región de estudio y tienen una mayor densidad, debido a que en altitudes bajas la presencia de vapor de agua es mayor.

Posteriormente, se ejecuta el modelo de dispersión múltiple SBDART para calcular la irradiancia en los momentos totalmente cubiertos seleccionados anteriormente. Para ellos se fijan todos los parámetros atmosféricos de entrada al modelo excepto el espesor óptico de nubes que se varía secuencialmente hasta conseguir que la irradiancia experimental medida en superficie tenga una desviación con la modelizada, menor de 0.5 mW/m^2 para la UVER y de 5 mW/m^2 para todo el espectro, dando finalmente como bueno el espesor óptico de nubes obtenido de esta forma.

3. RESULTADOS

Una forma sencilla y ampliamente utilizada de clasificar los cielos según su nubosidad es utilizar el índice de claridad k_t. Este parámetro proporciona la disminución de la irradiancia global incidente, a causa de su paso a través de la atmósfera y, por tanto, indica el grado de disponibilidad de la irradiancia solar a nivel de la superficie terrestre, definiéndose como (Liu y Jordan, 1960):

$$k_t = \frac{I}{I_0} \qquad (1)$$

donde I es la irradiancia global a nivel de superficie e I_0 la irradiancia extraterrestre, ambas en el plano horizontal.

Sin embargo nos enfrentamos a la limitación de que k_t depende del ángulo cenital, por ello se ha utilizado un nuevo parámetro que permite disminuir esta dependencia, el índice de claridad modificado k_t' (Pérez et al., 1990), definido como:

$$k_t' = \frac{k_t}{1.031 e^{1.4/(0.9+9.4/m)} + 0.1} \qquad (2)$$

donde m, la masa óptica, está definida como $m=1/\cos(\theta_z)$, siendo θ_z el ángulo cenital en radianes.

Para el rango de la UVER, y cielos completamente cubiertos de nubosidad media y baja se ha representado tanto el índice de claridad k_t, como el modificado k_t', frente al espesor óptico de las nubes hallado por el método de minimización explicado anteriormente para el año 2011. En la Figura 5, se muestra la representación gráfica de estos parámetros respecto al τ, donde se observa que tanto el k_t como el k_t' disminuyen de forma muy significativa cuando aumentan el espesor óptico de las nubes, poniendo de manifiesto que la radiación solar se ve atenuada en gran medida debido a la nubosidad. Para ajustar los puntos a una función se ha utilizado una expresión potencial. Aunque se tiene una gran dispersión en ambos casos se obtienen ligeramente mejores resultados para los valores del k_t' con un factor de correlación de 0.9 mientras que para el k_t el factor de correlación es de 0.88. Por ejemplo, para un valor fijo de espesor óptico de nubes de 20 se obtienen valores de los dos índices de claridad comprendidos entre 0.15 y 0.35.

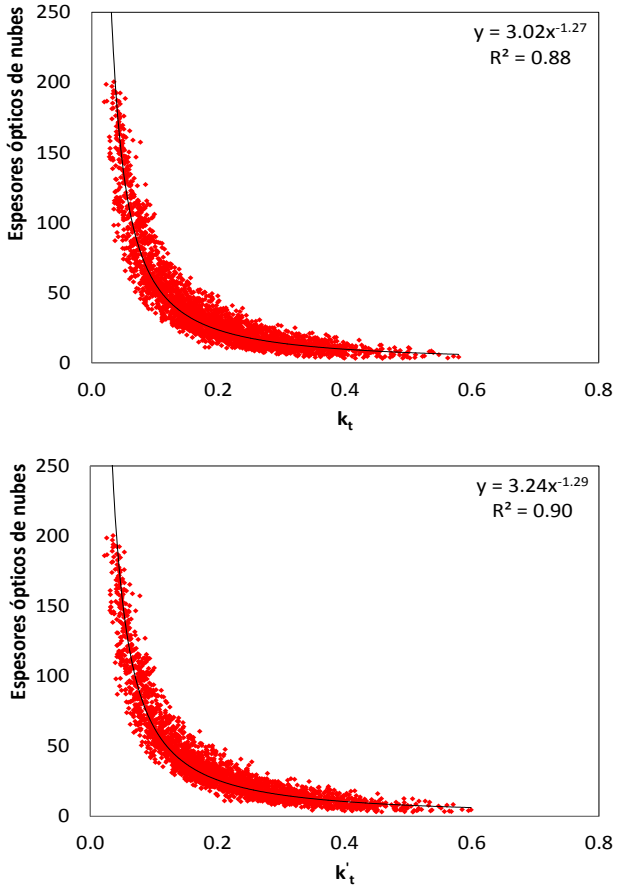


Figura 5.- Relación entre los parámetros de transmisión atmosférica k_t y k_t' y los espesores ópticos de nubes obtenidos en 2011 para el rango de la UVER.

Posteriormente en la Figura 6 se ha realizado el ajuste lineal de los espesores ópticos de nubes obtenidos con nuestro método de minimización respecto a los espesores obtenidos con las dos expresiones del ajuste potencial para un total de 2744 datos. Los resultados son aceptables para ser una primera aproximación, con resultados satisfactorios para la k_t' modificada. El factor de correlación es de 0.93 y la pendiente de 0.96, próxima a la diagonal 1:1, y donde los valores de los nuevos espesores ópticos subestiman a los valores de los espesores ópticos que se han calculado mediante el proceso de minimización explicado anteriormente.

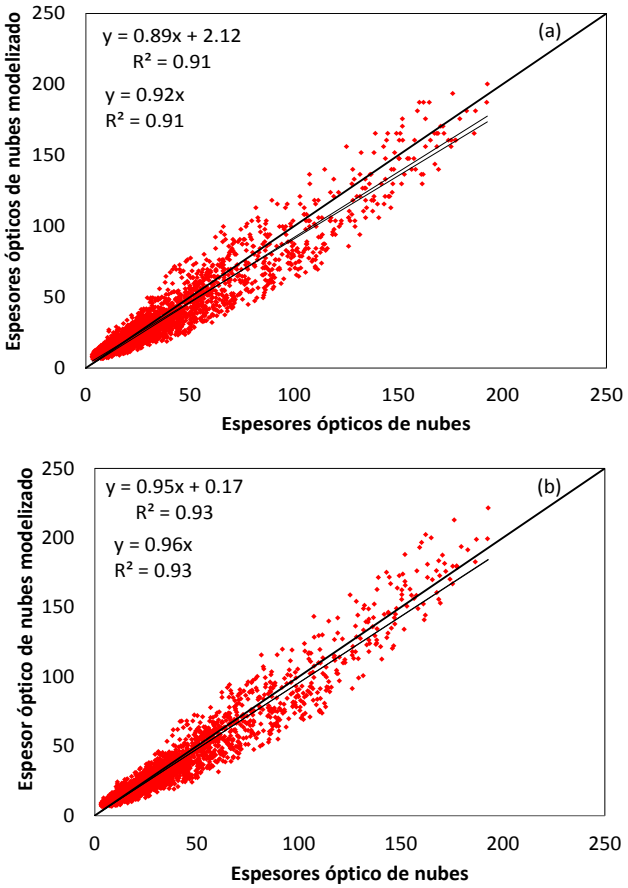
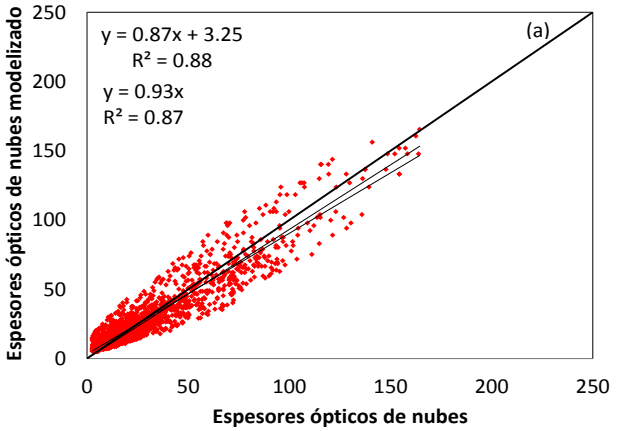


Figura 6.- Ajustes lineales de los espesores ópticos de nubes respecto a los espesores obtenidos a partir del índice de claridad, k_t (a) y del índice de claridad modificado, k_t' (b), en 2011 para el rango de la UVER.

Para validar los resultados anteriores se han utilizado los datos del año 2012 con las expresiones de los ajustes obtenidas en 2011. En la Figura 7 se muestran la correlación lineal para 1978 datos obtenidos a partir de los dos índices de claridad utilizados, obteniendo resultados muy parecidos a los anteriores, demostrando la validez de estas expresiones para estimar el espesor óptico de las nubes en diferentes situaciones.



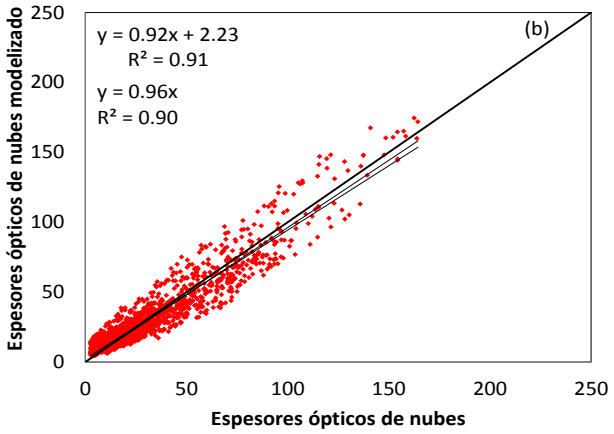


Figura 7.- Ajustes lineales de los espesores ópticos de nubes respecto a los espesores obtenidos a partir del índice de claridad, k_t (a) y del índice de claridad modificado, k_t' (b), en 2012 para el rango de la UVER.

Finalmente se ha repetido el estudio para todo el espectro, donde como se puede observar en la Figura 8 la dispersión es menor que en el rango de UVER. Por ejemplo para un valor de τ=20 tenemos valores del índice de claridad entre 0.15 y 0.25. También podemos observar que los coeficientes de correlación son de 0.93 para la k_t y de 0.96 para la k_t', valores que muestran que en todo el espectro se consigue una correlación mayor y una menor dispersión de los puntos, principalmente debido a que estas expresiones, la k_t y la k_t', son expresiones definidas inicialmente para todo el espectro y a la mayor incertidumbre de las medidas en el rango de la UVER.

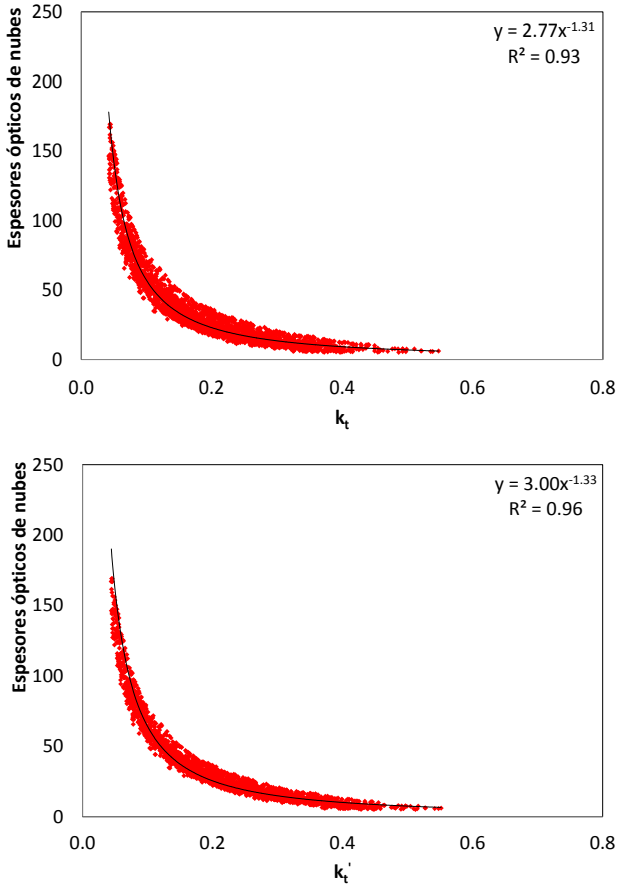


Figura 8.- Relación entre los parámetros de transmisión atmosférica k_t y k_t' y los espesores ópticos de nubes obtenidos en 2011 para todo el espectro.

En la Figura 9 se muestran los ajustes, para 2758 datos, de los espesores ópticos obtenidos con el método de minimización respecto a los espesores ópticos obtenidos con las expresiones de los ajustes anteriores. Los resultados mejoran los del rango de la UVER con una dispersión menor y un factor de correlación que va desde 0.94 a 0.97. Sin embargo, para toda la banda, los espesores ópticos obtenidos sobrestiman entre un 2 y un 5% los valores respecto a los espesores obtenidos anteriormente con el método de minimización.

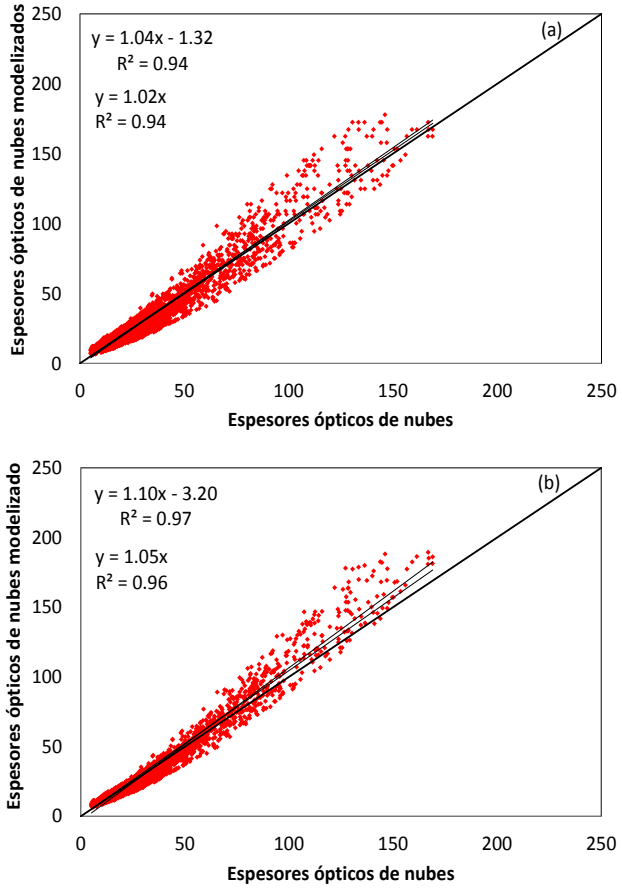
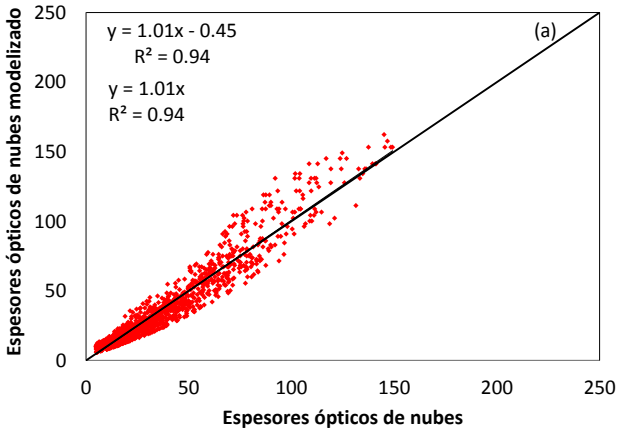


Figura 9.- Ajustes lineales de los espesores ópticos de nubes respecto a los espesores obtenidos a partir del índice de claridad, k_t (a) y del índice de claridad modificado, k_t' (b), en 2011 para todo el espectro.

Para validar los resultados anteriores se ha utilizado nuevamente los datos del año 2012 con las expresiones de los ajustes potenciales obtenidas para los datos del 2011. En la Figura 10 se muestran la correlación lineal, para 1734 datos, obtenidos a partir de los dos índices utilizados, obteniendo mejores resultados (entre un 0.5 y un 3%) a los obtenidos en el rango de la UVER lo cual muestra la bondad de los índices de claridad como estimación del espesor óptico de las nubes con cielos completamente cubiertos y nubosidad media o baja para todo el espectro.



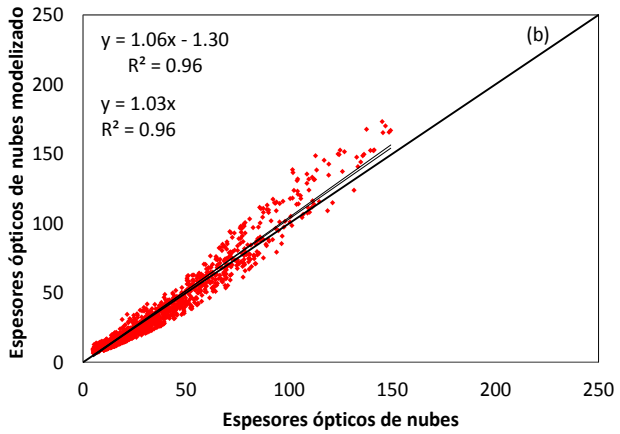


Figura 10.- Ajustes lineales de los espesores ópticos de nubes respecto a los espesores obtenidos a partir del índice de claridad, k_t (a) y del índice de claridad modificado, k_t' (b), en 2012 para todo el espectro.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha realizado una comparación entre los espesores opticos de nubes obtenidos mediante un proceso de minimización y dos parámetros de transmisividad atmosférica sencillos, como son el índice de claridad k_t y el modificado k_t', tanto para el rango de la UVER como para todo el espectro.

Los resultados han mostrado que se puede encontrar una correlación entre ellos ajustándose mediante una expresión potencial. Posteriormente se han validado los resultados obtenidos mediante estas expresiones con ajustes lineales para los datos de 2011 y 2012. Los coeficientes de correlación (R^2) están mayoritariamente por encima de 0.9, llegando incluso a estar para la banda ancha por encima de 0.95. También se observa que la recta de ajuste está próxima a la relación 1 a 1.

Se observa que para toda la banda se obtienen resultados ligeramente mejores a los obtenidos para el rango de la UVER, posiblemente debido a la mayor incertidumbre de las medidas de UVER y a que los coeficientes de transmisión obtenidos son valores ambos de banda ancha.

Como línea de futuro se hará el estudio con otros coeficientes de transmisividad atmosférica más complejos como el factor de modificación de nubes (CMF) y con el coeficiente de transmisividad para la zona UVB.

5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiando por el Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN) a través de los proyectos CGL2011-24290 y CGL2012-33294 y por la Generalitat Valenciana a través del proyecto PROMETEO-2010-064.

6. REFERENCIAS

Alados-Arboledas, L., I. Alados, I. Foyo-Moreno, F.J. Olmo y A. Alcántara (2003): "The influence of clouds on surface UV erythemal irradiance". *Atmospheric Research*, **66**, 273-290.

Antón, M., L. Alados-Arboledas, J.L. Guerrero-Rascado, M.J. Costa, J.C. Chiu y F.J. Olmo (2012): "Experimental and modeled UV erythemal irradiance under overcast conditions: the role of cloud optical depth". *Atmpospheric Chemistry and Physics*, **12**, 11723-11732.

Barker, H.W., T.J. Curtis, E. Leontieva y K. Stamnes (1998): "Optical depth of overcast clouds across Canada: estimates based on surface pyranometer and satellite measurements". *Journal of Climate*, **11**, 2980-2994.

Barnad, J.C., y C.N. Long (2004): "A simple empirical equation to calculate cloud optical thickness using shortwave broadband measurements". *American Meteorological Society*, **43**, 1057-1066.

Boers, R. (1997): "Simultaneous retrievals of cloud optical depth and droplet concentration from solar irradiance and microwave liquid water path". Journal Geophysical Research, **102**, 29881-29891.

Calbó, J., D. Pagés y J. González (2005): "Empirical studies of cloud effects on UV radiation: A review". *Reviews of Geophysics*, **43**, RG2002, doi: 10.1029/2004RG000155.

Dong, X., T.P. Ackerman, E. Clothiaux, P. Pilewskie y Y. Han (1997): "Microphysical and radiative properties of boundary layer stratiform clouds deduced from ground-based measurements". *Journal of Geophysical Research*, **102**, 23829-23843.

Leontieva, E., y K. Stamnes (1994): "Estimation of cloud optical thickness from ground based measurements of incoming radiation in the Arctic". *Journal of Climate*, **7**, 566-578.

Liu, B.Y.H., y R.C. Jordan (1960): "Daily insolation on surfaces tilted towards the equator". *Trans ASHRAE*, **3**, 526-541.

Min, Q., y L.C. Harrison (1996): "Cloud properties derived from surface MFRSR measurements and comparison with GOES results at the ARM SGP site". *Geophysical Research Letters*, **23**, 1641-1644.

Pérez, R., P. Ineichen, R. Seals y A. Zelenka (1990): "Making full use of the clearness index for parametering hourly insolation conditions". *Solar Energy* **45**, 111-114.

Ricchiazzi, P., S. Yang, C. Gautier y D. Sowle (1998): "SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere". *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 2101-2114.

Vilaplana J.M., V.E. Cachorro, M. Sorribas, E. Luccini, A.M. de Frutos, A. Berjon and B. de la Morena (2006): "Modified calibration procedures for a Yankee Environmental Systems UVB-1 biometer based on spectral measurements with a Brewer spectrophotometer". *Photochemistry and Photobiology* **82**, 508-514.

The influence of temperature variability on grapevine phenology. Case study: Lisbon winemaking region (Portugal)

A influência da variabilidade da temperatura na fenologia da videira: caso de estudo região vitivinícola de Lisboa (Portugal)

A.C. Malheiro[(1)], H. Fraga[(1)], R. Campos[(1)], J. Moutinho-Pereira[(1)], J. Eiras-Dias[(2)], J. Silvestre[(2)] and J.A. Santos[(1)]

[(1)] CITAB, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 1013, Vila Real, Portugal, hfraga@utad.pt

[(2)] Instituto Nacional dos Recursos Biológicos (INRB, I.P., INIA - Dois Portos), 2565-191 Dois Portos, Portugal

SUMMARY

Grapevine is a climate sensitive crop since its development and growth are governed by atmospheric elements. In this study, the relationship between inter-annual temperature variability and phenological timing is analysed for the Lisbon winemaking region. This region is the second most important in Portugal concerning total wine production, after the Douro/Porto. The annual fluctuation in the phenological timings is analysed through multivariate linear regressions, from 1995 to 2010. Annual timings of Budburst, Flowering and Veraison of three Vitis vinifera L. varieties (Jaen, Siria and Touriga-Franca) are linked to local atmospheric parameters. Phenophase dates and intervals are examined for each variety separately. Monthly means temperatures (maximum, minimum and mean) are used as independent variables in the regression analysis. Significant, moderate to high, correlations are found between phenological timings and temperatures. Flowering timings reveal the most statistically significant relationships, predominantly with maximum/mean temperatures in the March-April period. Springtime temperatures are shown to have a strong effect on grapevine phenology.

1. INTRODUÇÃO

As condições atmosféricas desempenham um papel fundamental para a viticultura (Magalhães 2008). Os estados fenológicos da videira (*Vitis vinifera* L.), são sobretudo regulados por fatores climáticos, como a temperatura do ar e também, em menor extensão, pela precipitação (Jones and Davis 2000a; Fraga et al. 2014). No início da época de crescimento, e depois de um período de temperaturas baixas do inverno, necessárias para quebrar a dormência dos gomos, ocorre o Abrolhamento. A temperatura de 10°C é considerada a base para este evento ocorra (Winkler 1974). À medida que a época de crescimento progride, outros estados fenológicos ocorrem, como a Floração e, numa fase posterior, o Pintor (amolecimento do bago e/ou mudança de cor). Enquanto a humidade elevada é geralmente favorável ao desenvolvimento da videira em estados iniciais, durante o período da maturação da uva (desde o Pintor à colheita), condições de tempo estável conjugadas com secura moderada, tendem a favorecer a produtividade e os parâmetros qualitativos do vinho (Santos et al. 2013; Fraga et al. 2014). Após o período de maturação dá-se a colheita, perto do final da época de crescimento (outono), antes da queda das folhas. Contudo, o início e a duração destes estados diferem consoante a casta, estando normalmente ligados às condições climáticas locais (Lopes et al. 2008).

Em Portugal, as principais regiões produtoras de vinho mostram uma forte variabilidade temporal e espacial (Fraga et al. 2012), podendo influenciar significativamente o início e a duração dos estados fenológicos. A região de vinho de Lisboa (Fig. 1) é a segunda mais importante em termos de produção total de vinho no país (IVV, 2011). Nesta região, a relação entre o clima e a fenologia da videira é ainda pouco clara, o que, sob o novo paradigma das alterações climáticas, adquire elevada importância para o sector. Estudos recentes, para outras regiões de renome internacional, sugerem que o aumento das temperaturas nas últimas décadas, poderá levar à antecipação dos estados fenológicos, conduzindo também a intervalos mais curtos entre estes (Jones and Davis 2000b; Duchene and Schneider 2005; Bock et al. 2011). De fato, a mudanças na variabilidade interanual da produção e parâmetros de qualidade do vinho, tipos de vinho, variedades plantadas em cada região e até mesmo na localização das principais regiões vitícolas, podem ocorrer a longo prazo, como resultado das alterações climáticas (Malheiro et al. 2010; Fraga et al. 2013).

O presente estudo avalia a influência da temperatura na variabilidade da fenologia de três castas de videira no na região de vinho de Lisboa.

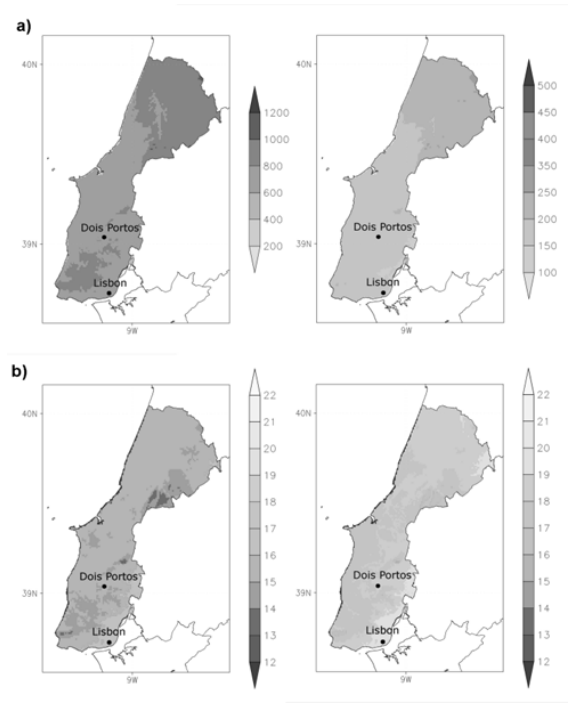


***Figura 1* – Região de vinho de Lisboa, e localização do Instituto Nacional de Investigação Agrária e Veterinária, localizado em Dois Portos.**

2. MATERIAL E MÉTODOS

Para o período de 1995-2010 (16 anos), as datas do Abrolhamento, Floração e Pintor das castas Siria (branca), Jaen e Touriga-Franca (tinta) são monitoradas de acordo com descritores

da OIV (OIV 2009). Siria e Touriga-Franca são duas variedades nativas portuguesas, enquanto a Jaen (syn. Mencía) é largamente plantada na Espanha. Estas castas fazem parte da coleção Ampelográfica nacional, do Instituto Nacional de Investigação Agrária e Veterinária, localizado em Dois Portos (39,0 º N , 9,2 º W, 110 m), dentro da região de Lisboa (Fig. 1).

A fim de analisar as relações entre a temperatura e fenologia da videira, as temperaturas do ar (médias mensais de máxima, mínima e média) são usados como variáveis independentes no modelo de regressão linear multivariada (método stepwise). São apenas apresentados regressores que exibem correlações estatisticamente significativas com os tempos dos estados fenológicos e que não estejam inter-correlacionados (não-linearidade).

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

As séries temporais do Abrolhamento, Floração e Pintor para as três castas revelam uma variabilidade interanual muito semelhante, durante 1995-2010 (Fig. 2). A data média do Abrolhamento para a Touriga-Franca é a 6-Mar ± 7 dias (média ± desvio padrão), para a Siria a 12-Mar ± 7 dias, com a mais precoce a ocorrer a 23-Fev de 2001 (Touriga-Franca) e a mais tardia a 27-Mar de 2005 (Siria). A Floração média de Jaen (15-Mai ± 8 dias) e Siria (16-Mai ± 7 dias) ocorrem cerca de 4-5 dias mais tarde em comparação com a Touriga-Franca (11-Maio ± 8 dias). Um valor claro de um ano anómalo ocorre em 1997, sendo o ano onde a Floração é mais precoce, para as três variedades (de 19-Abr, para a Touriga-Franca, a 26-Abr, para Jaen e Siria). Na verdade esse ano corresponde a um período anormalmente quente em Março-Abril (anomalia de +2,8 º C na média dos 2 meses). Quanto às datas do Pintor, para todo o período (1995-2010), a Jaen apresenta uma gama mais baixa (30 dias), em comparação com os 36 dias de Touriga-Franca e 39 dias da Siria, embora este evento sempre ocorra cronologicamente na seguinte ordem: Touriga-Franca (15-Jul ± 9 dias), seguido de Jaen (21-Jul ± 8 dias) e, finalmente a Siria (3-Ago ± 11 dias).

Diferenças na variabilidade interanual também são encontradas para os intervalos da Floração-Pintor e Abrolhamento-Floração. A duração média do período Abrolhamento-Floração é de cerca de 66 ± 9 dias para todas as castas, variando de 47 (Touriga-Franca em 1997) para 83 dias (Jaen em 2001). Em relação ao intervalo Floração-Pintor, a Siria exibe o maior intervalo médio (79 ± 8 dias) e gama (30 dias), em comparação com Jaen e Touriga-Franca, (66 ± 5 dias para ambas as castas). Estes resultados destacam as exigências térmicas relativamente altas da casta Siria (805 ºC dia), quando comparado com as outras duas variedades (618 e 643 ºC dia para Touriga-Franca e Jaen, respetivamente).

Como foi referido anteriormente, as relações entre os eventos fenológicos e as temperaturas durante os meses anteriores são analisadas através de regressões lineares multivariadas (Tabela 1). Todas as temperaturas são negativamente correlacionados com as datas dos eventos fenológicos, indicando que o aumento das temperaturas pode antecipar o desenvolvimento fenológico da videira. A temperatura mínima no mês de Fevereiro é a principal variável para o Abrolhamento das três castas ($0{,}36 \leq R_{cv}^2 \leq 0{,}46$; coeficiente de determinação após validação cruzada), com a Jaen a mostrar a relação mais clara. A Floração apresenta uma relação ainda mais forte ($0{,}53 \leq R_{cv}^2 \leq 0{,}66$), sendo que agora as médias mensais das temperaturas máximas/médias em Março e temperaturas médias em Abril são os regressores selecionados. O efeito da temperatura durante a primavera é especialmente evidente na Floração antecipada de 1997. Em Abril a temperatura mínima é igualmente determinante para o Pintor, mas explica apenas cerca de 20% da variância total para este evento. Estes valores mais baixos podem ser atribuídos à influência acumulada dos elementos não climáticos (por exemplo, práticas culturais) no final da época de crescimento da videira. Estes resultados estão de acordo com outros para outras regiões vitivinícolas (Jones and Davis 2000b; Duchene and Schneider 2005; Bock et al. 2011).

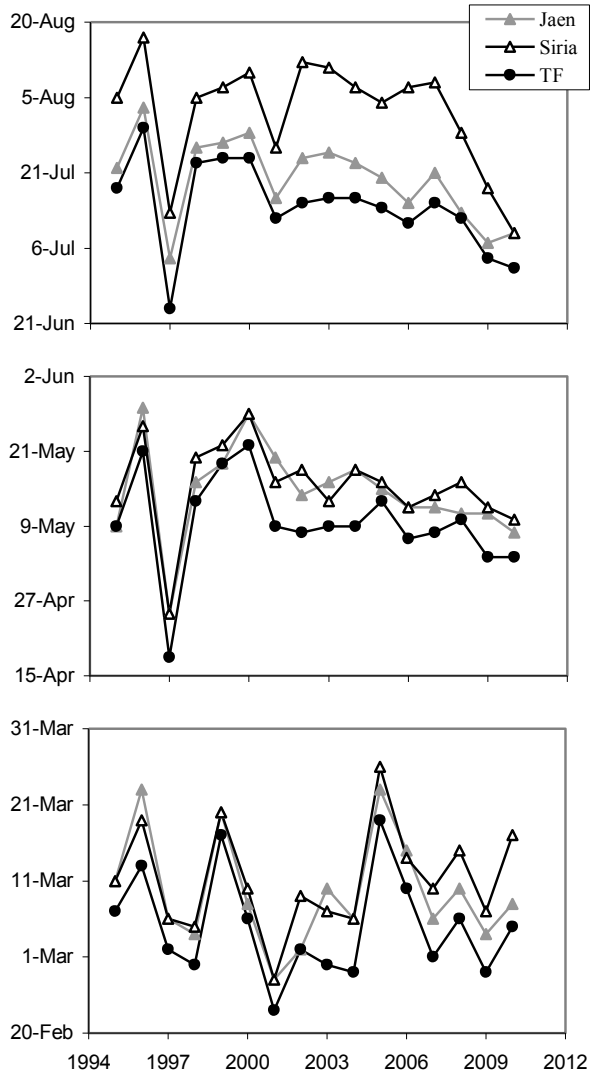


Figura 2 **- Séries temporais para o Abrolhamento (painel inferior), Floração (painel do meio) e Pintor (painel superior) da casta Jaen, Siria e Touriga-Franca (TF) em Dois Portos, Portugal (1995-2010).**

Tabela 1 **- Coeficientes de determinação (R_{cv}^2) para o Abrolhamento, Floração e Pintor de três castas: Jaen, Siria e Touriga-Franca (TF) em 1995-2010 no sitio em estudo. TN: temperatura mínima, TG: temperatura média, TX: temperatura máxima.**

	Abrolhamento		Floração		Pintor	
	Regressor	R_{cv}^2	Regressor	R_{cv}^2	Regressor	R_{cv}^2
Jaen	TN_{Feb}	0.46	TX_{Mar} TG_{Apr}	0.60	TG_{Apr}	0.20
Siria	TN_{Feb}	0.39	TG_{Mar} TG_{Apr}	0.66	TN_{Apr}	0.20
TF	TN_{Feb}	0.36	TX_{Mar} TG_{Apr}	0.53	TN_{Apr}	0.22

4. CONCLUSÕES

O presente estudo confirma a existência de relações significativas entre os estados fenológicos da videira e as temperaturas nos meses que lhes antecede, particularmente na Floração. De fato, as temperaturas em Março-Abril são regressores significativos para as datas de Floração. Embora a temperatura em Abril também é útil para a previsão do Pintor, este parece ser mais afetado por elementos não climáticos (por exemplo, práticas culturais). No que diz respeito às diferenças entre castas, os estados fenológicos da Touriga-Franca tendem a ocorrer mais cedo, enquanto a Síria, uma casta branca, tendem a ter início mais tarde,

Calidad del aire en la ciudad de Badajoz y estudio de la concentración de ozono troposférico

Quality air in Badajoz town and a study of tropospheric ozone concentration.

S. Márquez[(1)], F. J. Acero[(1)], M. Mota[(2)], A. A. Piedehierro[(1)]
[(1)]Departamento de Física, Universidad de Extremadura.
[(2)]Departamento de Matemáticas, Universidad de Extremadura.

SUMMARY

Air quality in Badajoz town has been analyzed for the period 2002-2012. The study of the Directive 2008/50/CE for all the pollutants leads to no exceedances of the target values except for tropospheric ozone. High levels of this pollutant are reached in spring and summer exceeding the values to protect human health and the environment. A statistical study through the covariance analysis has been developed to detect the influence of different meteorological variables (temperature and solar radiation) over the ozone levels. Considering the season as a factor in this analysis, the results lead to a different influence of both variables over ozone for different seasons.

1. INTRODUCCIÓN

El aire es esencial para la vida, y no sólo porque permite respirar a los organismos vivos, sino también porque su influencia en la Tierra hace que ésta sea habitable. Se dice de la atmósfera, que constituye el principal mecanismo de defensa de todas las formas de vida.

La atmósfera es un medio continuo a través del cual son transportados y dispersados los contaminantes. Este transporte se realiza gracias al movimiento del aire que se produce a escala planetaria, regional y local. Una vez en la atmósfera, la persistencia de los contaminantes dependerá de diversos factores, ya sean de carácter meteorológico, como el lavado por la lluvia, la deposición por acción de la gravedad, el impacto contra superficies, o su transformación por diversas reacciones químicas en otras sustancias que puedan ser contaminantes (contaminantes secundarios).

La capacidad de la atmósfera para diluir las concentraciones de contaminantes es fundamental para preservar una buena calidad del aire, y esto va a venir marcado principalmente por las condiciones meteorológicas. Así, en una atmósfera estable, se propiciará la acumulación de contaminantes y se facilitará la formación de contaminantes secundarios, mientras que en una atmósfera inestable, la difusión de los contaminantes será más eficaz debido a las turbulencias.

La Organización Mundial de la Salud (OMS) define la contaminación atmosférica como "limitada a la situación en la cual la atmósfera exterior contiene una concentración de materiales que son perjudiciales para el ser humano y su entorno".

Siempre ha existido contaminación atmosférica de origen natural, por erupciones volcánicas, incendios, tormentas de arena, descomposición de la materia orgánica o polen, pero es a partir del descubrimiento del fuego por el hombre cuando aparece la contaminación atmosférica antropogénica o contaminación atmosférica en sentido estricto, la cual ha cobrado importancia, sobre todo, a partir de la revolución industrial y el uso masivo de combustibles fósiles como fuente de energía.

Aunque se puede originar esta contaminación por escapes o arrastres de gases u otro material volátil, la principal fuente de contaminación son los procesos que implican combustión, al producirse la oxidación de los distintos elementos que componen los combustibles, las materias primas y el aire (Wark and Warner, 1990).

Los efectos producidos por la contaminación atmosférica dependen principalmente del tipo de contaminantes y de cómo reaccionan entre ellos, de su concentración y variación temporal y del tiempo de exposición (Goddish 1997). Ésta afecta a millones de personas de todo el mundo, especialmente a aquellas que viven en los grandes núcleos urbanos y en áreas fuertemente industrializadas, con denso tráfico de vehículos. Las emanaciones de polvos y gases corrosivos deterioran el medio ambiente dando lugar a olores desagradables, pérdida de visibilidad y daños para la salud humana, para los cultivos y otras formas de vegetación y sobre los materiales de construcción.

Inspiramos alrededor de 2.800 veces por día y en cada inspiración, además de oxígeno y nitrógeno gaseosos, nuestros pulmones pueden inhalar otras sustancias y partículas contaminantes.

La contaminación atmosférica apareció primero como una molestia grave pero, posteriormente, se ha convertido en una amenaza para la calidad de la vida, ya que una contaminación excesiva puede poner en peligro la salud y llegar a convertir algunas zonas en lugares no aptos para ser habitados. Los efectos producidos por la contaminación atmosférica dependen principalmente de la concentración de contaminantes, del tipo de contaminantes presentes, del tiempo de exposición y de las fluctuaciones temporales en las concentraciones de contaminantes, así como de la sensibilidad de los receptores y los sinergismos entre contaminantes.

En este estudio se realiza un análisis de la calidad del aire en la ciudad de Badajoz, analizando el grado de cumplimiento de la legislación vigente (2008/50/CE) así como la variabilidad temporal de los diferentes contaminantes.

Los datos utilizados para el estudio han sido proporcionados por la Dirección General de Medio Ambiente, perteneciente a la Consejería de Agricultura, Desarrollo Rural, Medio Ambiente y Energía del Gobierno de Extremadura. El período de estudio es de 2002 a 2012. Los contaminantes analizados son: dióxido de azufre (SO_2), monóxido de carbono (CO), monóxido de nitrógeno (NO), dióxido de nitrógeno (NO_2), benceno, material particulado (PM10 y PM2.5) y ozono troposférico.

El análisis de cada uno de los parámetros que la legislación establece como valores objetivos para todos los contaminantes, revela que el ozono troposférico es el que presenta mayores incumplimientos en el período de estudio. El resto de contaminantes medidos cumple la Normativa Europea y se encuentran muy por debajo de los niveles permitidos.

Como la ciudad de Badajoz se encuentra situada en una zona donde son muchos los días en los que los niveles de radiación solar y temperatura son elevados, la formación de ozono troposférico se ve muy favorecida (Pleijel, 2000). Por este motivo se realiza un estudio estadístico en el que se comprueba la correlación existente entre la concentración de ozono con la radiación solar y la temperatura, mediante un análisis de la covarianza. En este estudio se considera la estación del año como un factor que puede condicionar la influencia de estas dos variables. Los resultados obtenidos muestran que la influencia de ambas variables meteorológicas es muy significativa, obteniéndose p-valores menores que la milésima. Además, la estación del año presenta gran relevancia en la concentración de ozono presente, puesto que la influencia de la temperatura y la radiación sobre el ozono es

distinta para cadaépoca del año: la influencia de la temperatura es menor en primavera que en el resto de estaciones y la correspondiente a la radiación solar es mayor en primavera y otoño.

2. METODOLOGÍA

El manejo de los datos y su organización es esencial para poder realizar los cálculos necesarios tanto para el estudio de la calidad del aire respecto a posibles superaciones de los valores límite o umbrales de alerta según la legislación vigente, como para el estudio estadístico de la correlación existente entre la concentración de ozono troposférico con la radiación solar y la temperatura. Para ello se utilizan en todo momento el programa informático Microsoft Excel 2010, y el programa "R".

Para realizar el estudio comparativo de la calidad del aire de Badajoz con respecto a lo que dice la legislación vigente para ver, si se produce algún tipo de superación en los niveles de concentración de los contaminantes, se estudia cada uno de ellos por separado.

Como los resultados que se presentarán en la siguiente sección indican que el ozono troposférico es el único contaminante que incumple la Normativa Europea, se realiza el estudio estadístico acerca de la influencia que las variables meteorológicas pueden tener sobre este. En dicho estudio también se contrasta si la posible influencia se ve afectada por la estación del año. Estas fueron establecidas atendiendo al siguiente criterio:

- Primavera: marzo, abril y mayo
- Verano: junio, julio y agosto
- Otoño: septiembre, octubre y noviembre
- Invierno: diciembre, enero y febrero

Por tanto en este estudio, se pretende determinar la influencia que sobre una variable numérica (Ozono) ejercen otras variables numéricas (Temperatura y Radiación solar) y un factor (Estaciones del año). Para ello se utiliza el modelo estadístico de Análisis de la Covarianza (ANCOVA).

3. ANÁLISIS Y RESULTADOS

3.1. Análisis legislativo

En cuanto a todos los datos manejados, y en relación con los límites que establece la Normativa 2008/50/CE, una vez comparados los resultados obtenidos para los distintos contaminantes, unicamente se detectan superaciones en los niveles de concentración permitidos para el ozono troposférico. Todos los demás: SO_2, CO, NO, NO_2, PM10 y benceno, cumplen los parámetros objetivos en la citada Normativa para la ciudad de Badajoz. En la Tabla 1 se muestran los diferente parámetros a analizar para el ozono troposférico.

Tabla 1. **Valores objetivo para ozono según Directiva 2008/50/CE y el Real Decreto 102/2011. (** ***Target values for ozone according to the Directive 2008/50/CE and the Royal Decree 102/2011*****)**

	Periodo medio	Valor límite
1. Valor objetivo para la protección de la salud humana	Máxima diaria de las medias móviles octohorarias (1)	120 µg/m³ que no deberá superarse más de 25 días por cada año civil de promedio en un período de 3 años(2)
2. Valor objetivo para la protección de la vegetación	AOT40, calculado a partir de valores horarios de mayo a julio	18,000 µg/m³ × h de promedio en un período de 5 años(2)
3. Objetivo a largo plazo para la protección de la salud humana	Máxima diaria de las medias móviles octohorarias en un año civil	120 µg/m³

1. Las medidas obtenidas tras realizarse el estudio de los datos de concentración del ozono troposférico de las máximas diarias de las medias móviles octohorarias dan como resultado una superación de los valores objetivos para la protección de la salud humana en varios años. Los años donde no se cumplió lo que está establecido actualmente desde el año 2010 en la ley vigente son: el 2002, donde se superó el valor objetivo en 44 ocasiones, 2005, donde se superó en 31 ocasiones, 2006, en el que se sobrepasó el valor en 27 ocasiones, en 2008, con 35 ocasiones, 2009, con 46 superaciones, y 2010 con 45.

2. El valor objetivo para la protección de la vegetación AOT40, calculado a partir de valores horarios de mayo a julio y puesto en cumplimiento desde 1 de enero de 2010, tampoco cumple lo establecido por la *Directiva 2008/50/CE y el Real Decreto 102/2011*, puesto que los 18.000 µg/m^3 *h de promedio en un periodo de al menos 3 años, se vieron muy sobrepasados, llegándose a situar entre 60.000 y 100.000 µg/m^3 *h de promedio en periodos de 3 a 5 años desde 2002 hasta 2012.

3. Los objetivos a largo plazo para la protección de la salud humana durante los años a los que se les ha realizado el estudio, no cumplen la *Directiva 2008/50/CE y el Real Decreto 102/2011*, puesto que durante todos los años hay días en los que se han superado los 120 µg/m^3 de máxima diaria de las medias móviles octohorarias. En 2002 se superó en 44 ocasiones, en 2003 en 24 ocasiones, en 2004 existieron 19 superaciones, en 2005 31 superaciones, en 2006 hubo 27, en 2007, 28, en 2008, 35, en 2009, 46, en 2010, 45, en 2011, 17, y en 2012 hubo 12 superaciones.

Tabla 2. **Umbral de información para ozono según la Directiva 2008/50/CE y el Real Decreto 102/2011. (** ***Information threshold for ozone according to the Directive 2008/50/CE and the Royal Decree 102/2011*****)**

	Parámetro	Umbral
Umbral de información	Promedio horario	180 µg/m³

El umbral de información establecido para los promedios horarios del ozono troposférico (Tabla 2), se ha visto superado en numerosas ocasiones en los años en que se ha realizado el estudio. Los 180 mg/m3 se vieron sobrepasados el 11 de julio de 2002, a las 5 de la tarde, el 21 de agosto de 2002 entre la 1 y las 4 de la tarde, 22 de agosto de 2002 entre las 11 y la 1 del mediodía, el 12 de agosto de 2003 entre la 1 y las 4 de la tarde, 11 de agosto de 2006 entre las 5 y las 6 de la tarde, 11 de agosto de 2006 entre las 3 y las 7 de la tarde y el 31 de agosto de 2006 entre las 4 y las 6 de la tarde.

En la Figura 1 se muestra la evolución temporal diaria del ozono, representada a partir de los promedios diarios desde el año 2002 hasta 2012.

Como puede apreciarse, la concentración promedio de ozono es mayor en los meses estivales, en los cuales la radiación solar directa es muy elevada, provocándose así la formación de este contaminante secundario.

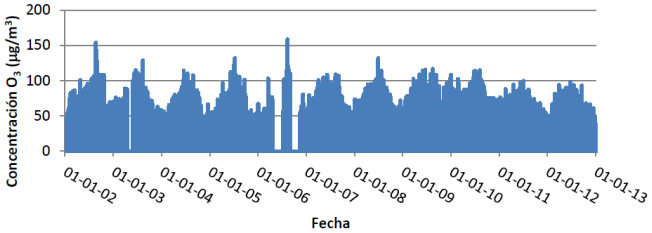


Figura 1. **Evolución diaria de la concentración de ozono troposférico en Badajoz.** ***(Daily evolution of tropospheric ozone concentration in Badajoz)***

3.2. Estudio estadístico

Debido a esta situación, se realizó un estudio estadístico sobre la concentración de ozono, y sobre cuáles pueden ser las condiciones meteorológicas bajo las que se alcanzan esos altos niveles de concentración.

Hasta hace unos años se pensaba que el ozono troposférico provenía de la estratosfera. Sin embargo, hoy día se conoce que más de la mitad del ozono troposférico se genera en la misma troposfera, mediante reacciones químicas, en las que juegan un papel determinante determinados precursores como óxidos de nitrógeno y compuestos orgánicos volátiles (Sillmann 1999). Sin embargo, estas reacciones no podrían llevarse a cabo si no se diesen unas condiciones meteorológicas adecuadas, en lo referente a radiación solar y temperatura (Acero et al. 2006). Por este motivo se escogen estas dos variables meteorológicas para realizar el estudio y así cuantificar mediante ecuaciones matemáticas, la posible influencia que presentan sobre la concentración promedio de ozono troposférico en la ciudad de Badajoz.

Además se consideran las estaciones del año como otro factor. Esto se lleva a cabo con el fin de mostrar si la posible influencia de las variables temperatura y radiación solar con respecto a la concentración de ozono existente viene condicionada por la estación del año en que nos encontremos.

Para realizar este estudio, se ajustan, mediante el programa informático R, dos modelos estadísticos de Análisis de la Covarianza (ANCOVA), con niveles de significación de una milésima.

3.2.1 Efecto de la tempreratura sobre el ozono troposférico

En primer lugar, se realiza el análisis estadístico del modelo donde se enfrentan temperatura frente a concentración promedio de ozono, ajustado por la estación del año. Los resultados se muestran en la Tabla 3. Se obtiene que tanto la temperatura como la estación del año, resultan altamente significativas a la hora de determinar la concentración de ozono (con p-valor obtenido menor de 2,2 x 10^{-16} en ambos casos)

Tabla 3. **Tabla ANCOVA, correlación entre concentración promedio ozono, temperatura y estaciones. (*ANCOVA table, correlation between ozone mean concentration, temperature and seasons*)**

Response: Ozono troposférico (µg/m³).

	Sum Sq	Df	F value	Pr(>F)
Temperatura (°C).	121545	1	468.276	<2.2e-16 ***
Estaciones	111924	3	143.736	<2.2e-16 ***
Temperatura(°C):Estaciones	17693	3	22.722	1.489e-14 ***
Residuals	835781	3220		

Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

En la tabla anterior, puede observarse también como la "interacción" entre ambas variables presenta una influencia altamente significativa sobre la concentración de ozono un p-valor de 1,489 x 10^{-14}, lo que significa que según la estación del año en que nos encontremos, la influencia de la temperatura frente a la cantidad de ozono es distinta.

Investigando más en profundidad las consecuencias de esta interacción entre las variables temperatura y estación del año, se observa que las diferencias significativas residen solamente en la estación de primavera (p-valor=2,28 x 10^{-6}), mientras que entre las demás estaciones no se detectan diferencias significativas, con p-valor mayores a 0,001 en todos los casos. Esto quiere decir que en las estaciones de verano, otoño e invierno, la influencia entre la temperatura y la concentración de ozono viene expresada con la misma ecuación y que dicha ecuación es distinta a la que el modelo de Análisis de la Covarianza proporciona para la primavera.

Concretamente, la ecuación que define la relación entre ozono y temperatura en primavera es:

$$y = 62{,}3491 + 0{,}4122\,x$$

mientras que para el resto de estaciones la ecuación es:

$$y = 34{,}5363 + 1{,}3917\,x$$

Estas tendencias pueden verse reflejadas en las Figuras 2 y 3.

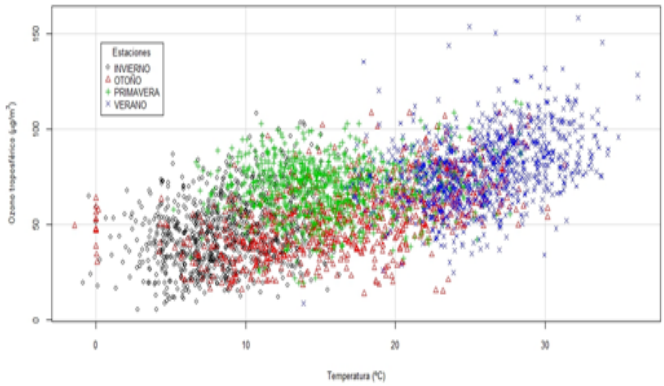


Figura 2. **Correlación entre la temperatura (ºC) y la concentración promedio de ozono troposférico (µg/m³) diferenciando entre las distintas estaciones. (*Correlation between temperature (ºC) and tropospheric ozone mean concentration (µg/m³) considering different seasons.)***

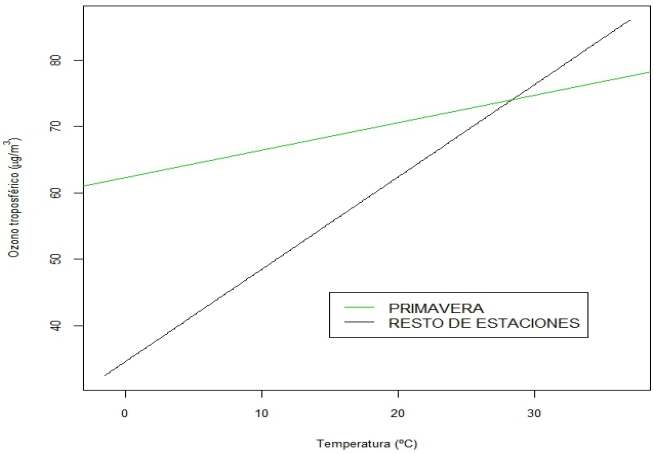


Figura 3. **Líneas de tendencias de la correlación entre la concentración promedio de ozono troposférico (µg/m³) y la temperatura (ºC), por estaciones. (*Trend lines of the correlation between tropospheric ozone mean concentration (µg/m³) and temperature (ºC), by seasons.)***

Como puede apreciarse, tanto en los gráficos como en las ecuaciones, la influencia de la temperatura es mucho menor en primavera, donde cambios de temperatura apenas si implican cambios en el ozono troposférico.

3.2.2 Efecto de la radiación solar sobre el ozono troposférico

En segundo lugar, se lleva a cabo el análisis estadístico del modelo que relaciona la radiación solar con la concentración promedio de ozono troposférico, ajustado por la estación del año. Los resultados se muestran en la Tabla 4. Se obtiene que tanto la radiación solar como la estación del año son significativas a la hora de determinar la concentración de ozono (con p-valor menor a 2,2 x 10^{-16} para la estación del año y 0.0005652 para la radiación solar).

Tabla 4. **Tabla ANCOVA, correlación entre concentración promedio ozono, radiación solar y estaciones. (*ANCOVA table, correlation between ozone mean concentration, solar radiation and seasons*)**

Response: Ozono troposférico (µg/m³)

	Sum Sq	Df	F value	Pr(>F)
R.solar (W/m²)	3562	1	11.908	0.0005652 ***
Estaciones	327925	3	365.475	< 2.2e-16 ***
R.solar (W/m²): Estaciones	22719	3	25.320	3.302e-16 ***
Residuals	1088373	3639		

Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

De igual modo, puede observarse como la "interacción" entre ambas variables presenta una influencia muy significativa sobre la concentración de ozono troposférico, habiendo obtenido un p-valor de 3,301 x 10^{-16}, por lo que según la estación del año en que nos encontremos, la influencia que la radiación solar ejerce sobre la concentración de ozono es distinta.

Investigando más a fondo las consecuencias de esta interacción entre las variables de radiación solar y estación del año, se demuestra que las diferencias significativas residen en las estaciones de primavera y otoño, con p-valores de 1,49 x 10^{-6} y 0,000183 respectivamente, mientras que entre las otras dos estaciones no se detectan diferencias significativas, ya que sus p-valores son mayores a 0,001. El resultado es que para las estaciones de verano e invierno, la influencia de la radiación solar sobre la concentración de ozono viene dada por la misma ecuación, mientras que las ecuación para otoño y primavera son distintas, tal y como representa el Análisis de la Covarianza.

La ecuación que define la relación existente entre ozono y radiación solar en primavera es:

$$y = 59{,}220466 + 0{,}033684\,x$$

En otoño la ecuación que define la relación entre radiación solar y ozono troposférico es:

$$y = 49{,}399038 + 0{,}021585\,x$$

, mientras que para las otras dos estaciones la ecuación es:

$$y = 47.068565 - 0.010153\,x$$

Estas tendencias pueden verse reflejadas en las Figuras 4 y 5.

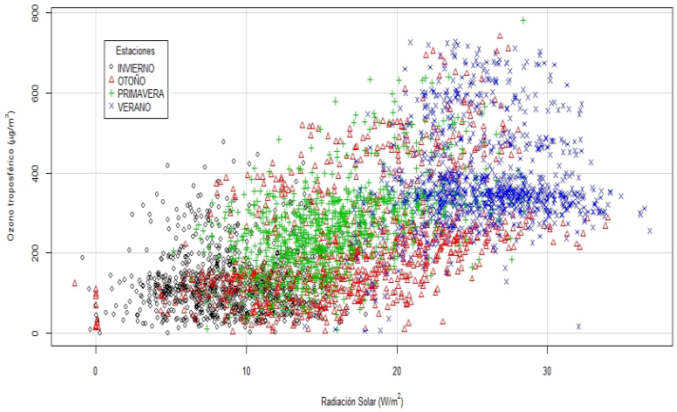


Figura 4. **Correlación entre la radiación solar (W/m^2) y la concentración promedio de ozono troposférico (µg/m^3) diferenciando entre las distintas estaciones. (*Correlation between solar radiation (W/m^2) and tropospheric ozone mean concentration (µg/m^3) considering different seasons.)***

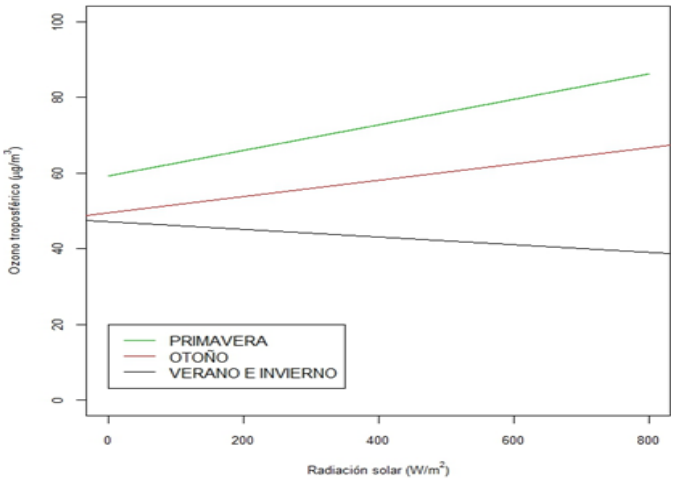


Figura 5. **Líneas de tendencias de la correlación entre la concentración promedio de ozono troposférico (µg/m^3) y la radiación solar (W/m^2), por estaciones. (*Trend lines of the correlation between tropospheric ozone mean concentration (µg/m^3) and solar radiation (W/m^2), by seasons.)***

Como se puede observar, tanto en los gráficos como en las ecuaciones anteriores, la influencia de la radiación solar es mayor en las estaciones de primavera y otoño, donde cambios en la radiación solar incidente, implican cambios en la concentración de ozono troposférico, mientras que por el contrario, en las estaciones de verano e invierno, cambios en la cantidad de radiación solar, no implican cambios significativos en la concentración de ozono.

3.2.3 Estudio de las retrotrayectorias de las masas de aire

Los resultados obtenidos en los apartados anteriores pueden calificarse en cierto modo de sorprendentes. Una posible explicación para los mismos es la influencia de otras variables meteorológicas, como puede ser la dirección del viento. Este puede arrastrar de lugares alejados otros agentes contaminantes que sean precursores de ozono troposférico, y que tienen gran influencia en la concentración de éste en la atmósfera.

Este hecho llevó a estudiar las trayectorias de las masas de aire para ver si la procedencia de éstas influye también en las concentraciones de ozono. Para ello se eligen dos casos opuestos: valores de ozono alto que coinciden con radiación solar baja y radiación solar muy alta que coincide con concentración de ozono no tan alta. Estudios similares se podrían hacer para explicar comportamientos anormales de ozono en relación con la temperatura.

A continuación se muestran las retrotrayectorias de las masas de aire de los episodios que presentan unas características totalmente distintas y singulares. Estas trayectorias son seguidas con dos días de antelación.

1) En el primer episodio, con valores de alta radiación solar, nos encontramos con bajas concentraciones de ozono troposférico. Este caso ocurre en el día 29/07/2009, a las 13 horas, en el que los niveles de radiación solar son de 1397 W/m^2, los de concentración de ozono de 116.97 µg/m^3 y los de temperatura de 32.13ºC. Si en este día miramos de donde proviene la masa de aire que llega a Badajoz a las 13 horas, en la Figura 6 se observa que dos días antes se encontraba en el Atlántico y esto suele traer un aire mucho más limpio, es decir, menos cargado de precursores, luego la cantidad de ozono troposférico que se forma es baja aunque haya mucha radiación solar.

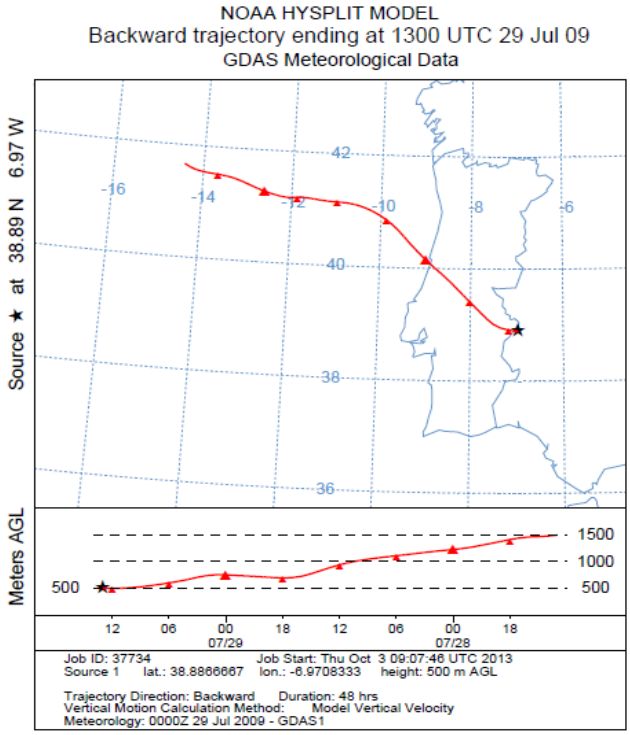


Figura 6. **Trayectoria de la masa de aire que llega a Badajoz el día 29 de julio de 2009.** ***(Air mass trajectory arriving to Badajoz on 29th July 2009.)***

2) En el segundo episodio nos encontramos con altos niveles de concentración de ozono troposférico cuando la radiación solar es baja. Un día en el que ocurre esto es el 27/06/2008 a las 21 horas, en el que los niveles de radiación solar son de 101.36 W/m^2, los de concentración ozono de 174,73 µg/m^3, y los de temperatura de 31ºC. A esta hora la radiación es mucho más baja, ya que los máximos se produjeron entre las 11 y 14 horas, en torno a los 900 W/m^2. Si observamos la trayectoria de la masa de aire, en la Figura 7 se observa que procede del norte de Portugal y se va moviendo por el interior de la Península hasta llegar a Badajoz. Este aire llega más cargado de precursores, lo que origina que aunque no haya altos niveles de radiación solar, se formen grandes cantidades de ozono troposférico.

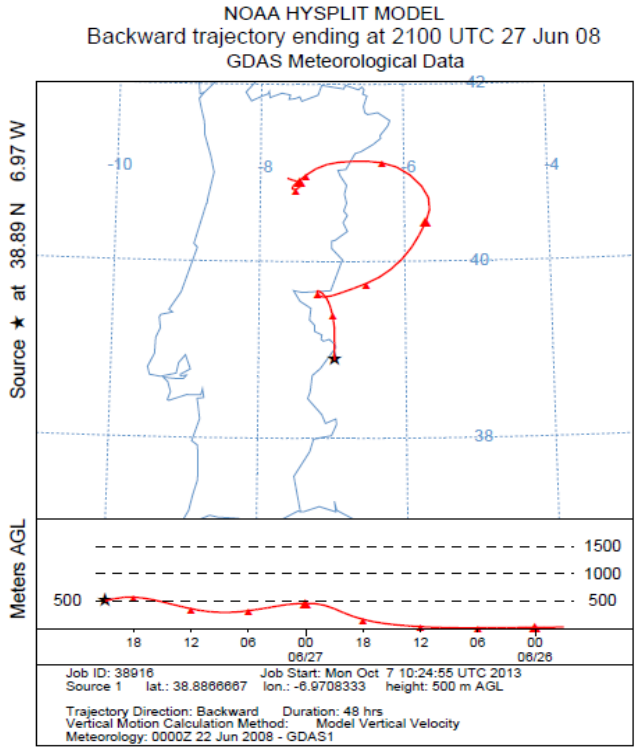


Figura 7. **Trayectoria de la masa de aire que llega a Badajoz el día 27 de junio de 2008.** **(*Air mass trajectory arriving to Badajoz on 27th June 2008.)***

4. CONCLUSIONES

1. Atendiendo a los resultados obtenidos tras realizar el análisis legislativo de la contaminación atmosférica en la ciudad de Badajoz entre los años 2002 y 2012 de acuerdo con la legislación vigente 2008/50/CE, y el *Real Decreto 102/2011*, se observa que los contaminantes SO_2, NO_2, NOx, CO, PM_{10}, $PM_{2,5}$ y C_6H_6 cumplen durante dichos años lo estipulado por la legislación vigente, mientras que se comprueba que el principal y prácticamente único problema es la elevada concentración que presenta el ozono troposférico.

2. Teniendo en cuenta el estudio estadístico sobre la influencia que las variables meteorológicas pueden tener sobre el ozono troposférico, se obtiene que tanto la radiación solar como la temperatura son muy significativas, habiéndose obtenido p-valores menores a una milésima, siendo estos 0,0005652 y 2,2 x10^{-16} respectivamente.

3. La estación del año en la que nos encontremos presenta una gran influencia en la concentración de ozono presente, puesto que la influencia de la temperatura y de la radiación solar sobre el ozono es distinta en cada época del año.

4. Para la temperatura según las estaciones, las diferencias significativas residen solamente en la estación de primavera, mientras que para la radiación solar según las estaciones, las diferencias significativas residen en las estaciones de primavera y otoño.

5. El régimen de vientos según su procedencia es muy significativo respecto a la concentración de ozono troposférico, atendiendo a que la masa de aire provenga de lugares con gran concentración de precursores de ozono, como los vientos procedentes de Madrid, o de lugares en los que la contaminación del aire sea más baja, como los vientos procedentes del Atlántico.

6. La elevada concentración de ozono troposférico en la ciudad de Badajoz es debida a que presenta elevados niveles de radiación y temperatura, acompañados de una gran estabilidad atmosférica que propicia una menor dispersión de los contaminantes, aumentando la probabilidad de que reaccionen entre ellos.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por el Proyecto Coordinado CGL2011-29921-C02 (subproyectos 01 y 02) del Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España. Los autores de la Universidad de Extremadura agradecen a la Consejería de Empleo, Empresa e Innovación del Gobierno de Extremadura y al Fondo Social Europeo la Ayuda a Grupos-RNM012, así como la beca de investigación (PD10110) de Ana Álvarez-Piedehierro.

5. BIBLIOGRAFÍA

Acero, F.J., V.L. Mateos, E.M. Cabrera and J.A. García. (2006): "Tropospheric ozone concentration study in a rural location in Extremadura (Spain)". *Medio Ambiente en Iberoamérica: Visión desde la Física y la Química en los albores del S. XXI.* Juan F. Gallardo Lancho Ed. Tomo I, 15-25.

Godish, T. 1997. "Air Quality". ThirdEdition. Ed. Lewis. 429 pp.

Wark, K and C.F. Warner. 1990. "Contaminación del aire. Origen y control". Universidad de Purdue. Ed. Limusa. México. 513 pp.

Pleijel, H. (2000): "Ground-level ozone. A problem largely ignored in southern Europe". *Air Pollution and Climate*. Swedish NGO Secretariat on Acid Rain. 20 pp.

Sillman, S. (1999): "The relation between ozone, NOx and hidrocarbons in urban and polluted rural environments". *Atmospheric Environment*. 33, 1821-1845.

Tormentas relacionadas con elevadas ráfagas de viento sobre la Península Ibérica
Windstorms associated with the extreme wind gusts over Iberia

Paulina Ordóñez[(1)], Margarida L. R. Liberato[(1,2)], Joaquim G. Pinto[(3,4)], Alexandre M. Ramos[(2)], Melanie K. Karremann[(3)], Isabel F. Trigo[(5,2)] y Pedro Ribera[(6)]

[(1)] Escola de Ciências e Tecnologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Portugal, pordper@utad.pt
[(2)] Instituto Dom Luiz (IDL), Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal, mlr@utad.pt
[(3)] Institute for Geophysics and Meteorology, University of Cologne, Cologne, Germany
[(4)] Department of Meteorology, University of Reading, Reading, UK
[(5)] Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA), Lisboa, Portugal
[(6)] Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olvide, Sevilla, Spain.

SUMMARY

Windstorms and the associated extreme wind gusts are a damaging and potentially life-threatening weather phenomenon. Most extreme wind gust episodes are associated with an intense and fast-developing extra tropical cyclone. In this work, the characteristics of the top ranking windstorms affecting the Iberian Peninsula are assessed. With this aim, the potential impact of peak winds over the Iberian Peninsula is examined using a meteorological loss index based on daily maximum wind speeds exceeding the local 98th percentile threshold. After the identification of the top events, the associated extra tropical cyclone tracks are analysed. Our results indicate that these cyclones are typically deep and fast propagating storms that pass near the north-western coasts of the Iberian Peninsula, leading to strong winds, storm surges and precipitation.

1. INTRODUCCIÓN

Los ciclones extratropicales son uno de los fenómenos más importantes del clima en las latitudes medias. Su génesis tiene lugar típicamente a lo largo del frente polar, una zona baroclínica entre las masas de aire cálido subtropical y las masas de aire frio polar. En el Hemisferio Norte, una región particularmente caracterizada por fuertes gradientes meridionales de temperatura a lo largo de esta zona baroclínica, se localiza al este del continente norte-americano, donde muchas perturbaciones empiezan a desarrollarse como ciclones extratropicales (Pinto et al., 2009). Éstos se propagan en dirección este, sufren una fase de intensificación sobre el Atlántico Norte, alcanzando finalmente Europa e influenciando fuertemente la meteorología local (Pinto et el., 2009). Por un lado, son los responsables de una gran parte del suministro de agua y, por otro, están íntimamente relacionados con muchos de los desastres naturales que afectan a la región (daños por viento, inundaciones, oleaje) (Neu et al., 2013; Ribera et al., 2011).

Las tormentas de viento son las responsables de más del 50% de pérdidas económicas en Centro Europa debido a los daños naturales (Ulbrich et al., 2001). En lo que respecta a las latitudes más inferiores de la Península Ibérica, las tormentas no son tan frecuentes (Trigo, 2006). No obstante, esta región no está libre de la amenaza de fenómenos meteorológicos adversos, e incluso a veces los sufre con extrema virulencia. En ocasiones se experimentan potentes ciclones extratropicales que poseen rachas de viento de hasta 200km/h. Y en algún momento el impacto en vidas y en bienes ha sido relevante (Liberato et al., 2011; Liberato et al., 2013).

Particularmente en España, justamente tras la inclusión en el año 2004 del riesgo de tempestad ciclónica atípica, que incluye "vientos extraordinarios" y "tornados" en la cobertura del Consorcio de Compensación de Seguros (CCS), los daños están siendo más frecuentes y cuantiosos (CCS, 2012). El segundo lugar en el ranking (actualizado a 31/12/2011) por volumen de pérdidas indemnizadas por el CCS, por un monto de 532,2 millones de euros lo ocupa la tormenta "Klaus" (figura 1), que barrió en enero de 2009 el tercio norte peninsular. Otros eventos de tipo ciclónico también ocasionaron en el pasado grandes pérdidas. En los tiempos recientes, aparte de "Klaus" cabe citar, por su nivel de pérdidas aseguradas, a las tormentas "Flora" en enero 2010 y "Xynthia" en febrero 2010 (CCS, 2012).

Las tormentas que se asocian con intensas ráfagas de viento sobre amplias áreas de Europa Central poseen características que las distinguen del resto de los típicos ciclones (ej. Ulbrich et al. 2001) y son una importante amenaza natural para la sociedad (ej. Klawa y Ulbrich 2003).

El objetivo del presente trabajo consiste detectar y analizar las características de los ciclones extratropicales a los que se asocian las ráfagas de viento potencialmente más dañinas para la Península Ibérica.

En la siguiente sección se describe la metodología que se ha empleado para calcular el índice meteorológico de pérdidas por viento para la Península Ibérica y las trayectorias de los ciclones extratropicales. Así mismo, se describe el método empleado para relacionar las tormentas con el índice de pérdidas y analizar las asociadas a las mayores pérdidas potenciales. En la sección tercera se muestran los resultados. En la última sección se presentan las principales conclusiones.



Figura 1 – Fotografías que documentan el impacto de la tormenta Klaus. (a) Árboles derribados por Klaus en una carretera de Valdoviño (Galicia) (La voz de Galicia, 12-03-2009) (b) El paso de Klaus causó numerosos daños materiales (La voz de Galicia, 07-03-2011). (*Examples of damage associated with Klaus in Galicia).*

2. METODOLOGIA

2.1. Estimación de un índice meteorológico de pérdidas

Para categorizar los eventos extremos se ha empleado un índice meteorológico (IM) para la Península Ibérica (IM-Iberia), que está basado en un modelo estadístico que asume que los daños de las tormentas ocurren solo un 2% de los días (Palutikof & Skellern 1991, Klawa y Ulbrich, 2003). Esta definición implica que la velocidad mínima del viento que se espera que produzca un daño es el percentil 98 regional (v98) de la velocidad máxima del viento Se ha muestreado la máxima velocidad del viento local en la zona de estudio para periodos de 24 horas a partir de datos de ERA-Interim con una resolución temporal de 6h y una resolución espacial de 0.75º (Dee et al., 2011) y durante el periodo de tiempo 1979 - 2011. Por otra parte, está establecido que los daños provocados por el viento crecen con el cubo de la velocidad (Mills, 2005). Así, la definición del índice empleado es la siguiente:

$$IM(area,24h) = \sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{M}\left(\frac{v_{ij}}{v_{98ij}}\right)^3 \cdot I\left(v_{ij}v_{98ij}\right)$$

$$I(a,b) = \begin{cases} 0 & a < b \\ 1 & a > b \end{cases}$$

donde vij es la máxima velocidad del viento en 24h para cada punto de grid, M y N son el número de puntos que hay en el área, I(a,b) es un indicador de si la velocidad del viento excede el percentil 98 o no, y v98ij es el percentil 98 de la máxima velocidad diaria del viento durante el periodo de referencia (en este caso 1979-2011). Más detalles sobre este índice pueden consultarse en Pinto et al. (2012).

2.2. Detección y seguimiento de las tormentas

El algoritmo empleado para la identificación de las trayectorias de los ciclones fue desarrollado y validado por Trigo et al. (1999). Básicamente consiste en la detección de los mínimos en el campo de altura geopotencial que son seleccionados como posibles centros de la tormenta, y el seguimiento del mínimo más cercano en las cartas consecutivas. Este método ha demostrado ser robusto en un proyecto internacional de comparación de algoritmos para la detección de ciclones extratropicales (Neu et al., 2013). Para obtener la base de datos de las tormentas se ha aplicado este algoritmo a los datos de reanalysis de ERA-Interim durante el periodo 1979-2011.

2.3. Análisis de las tormentas asociadas con pérdidas potenciales sobre la Península Ibérica.

En primer lugar, se ha definido un domino espacial que comprende parte del Océano Atlántico Oriental y la Península Ibérica (30ºN-55ºN, 30ºW-4ºE) y se han seleccionado todas las trayectorias de las tormentas que pasan por este dominio durante los días de los extremos de viento.

Es conocido que el mar Mediterráneo constituye una región de ciclogénesis persistente a lo largo del año y que en el norte de África, la región del Sahara presenta una fuerte ciclogénesis durante la primavera (Trigo et al., 1999). Las características y el comportamiento de los ciclones originados en estas dos regiones deben ser diferentes a los ciclones atlánticos por lo que se han seleccionado para estudiarlos de forma separada, analizando su intensidad, la velocidad y el impacto que presentan en el viento sobre Iberia. La región considerada para la ciclogénesis, es decir, para detectar la primera posición del ciclón, en el área mediterránea comprende las longitudes mayores a 0ºE y las latitudes inferiores a 45ºN y superiores a 35ºN. La región considerada para la ciclogénesis en el Sahara contiene las longitudes superiores a 15ºW y latitudes inferiores a 35ºN.

Finalmente se han seleccionado las tormentas atlánticas, (ya que resultaron ser más numerosas y con mayor índice de impacto) y se han estudiado sus características (duración, posición, dirección, presión, velocidad y experimentar o no un desarrollo explosivo o bomba meteorológica, ver definición por ej. en Liberato et al., 2011). Con el objetivo de determinar cuáles de las características fueron relevantes para el desarrollo las altas ráfagas de viento que se produjeron en la Península Ibérica. En el caso de que existieran dos o más tormentas atlánticas durante un mismo día, se seleccionó la más cercana al centro geográfico de la Península Ibérica.

Se han definido los percentiles P25 y P75 para las series de todas las características de las tormentas atlánticas seleccionadas. De esta forma todas las series han quedado clasificadas en tres grupos: valores<P_{25}, P_{25}≤valores≤P_{75} y valores>P_{75}. El impacto medio (promedio del índice IM-Iberia) se ha calculado para estos tres grupos y se ha efectuado la diferencia con el impacto medio del ranking completo. Cuando las diferencias son superiores a 1 se ha considerado que el impacto de ese grupo es alto, cuando son inferiores a -1 se ha considerado que es bajo y para aquellas diferencias comprendidas entre 1 y -1 el impacto se ha considerado medio. La significatividad de estas diferencias se ha comprobado por el método bootstrap (Efron and Tibshirani, 1993), en el que las series originales se permutan con un método de arranque no paramétrico para evaluar la significatividad estadística. Así por ejemplo, si se considera que los valores≤P_{25} de una serie son 194 elementos, se seleccionan aleatoriamente 194 elementos del total de los elementos del ranking y se calcula su diferencia con el valor promedio del ranking. Este proceso se repite 1000 veces (valor que se considera como un número de repeticiones razonable según Efron y Tibshirani, (1993)). Para considerar significativa la diferencia, el valor absoluto de las diferencias ha de ser mayor que al menos el 90% de las 1000 diferencias efectuadas aleatoriamente.

3. RESULTADOS

3.1. Distribución espacial

En la figura 2 se muestra la distribución espacial de la posición de todos los ciclones que pasaron por el dominio simultáneamente a la existencia de un valor elevado para la intensidad ráfaga de viento (determinada por el índice IM-Iberia) en la Península Ibérica.

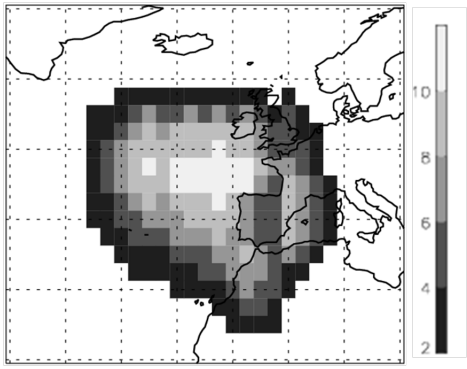


Figura 2 – Mapa de densidad de la localización de los ciclones durante las fuertes rachas de viento en la Península Ibérica. (*Density map of the location of cyclones coinciding with the days of the high wind gusts determined by MI-Iberia).*

Para el 92% de los días de viento extremo se ha localizado una tormenta en el dominio. La mayor parte de estas tormentas están claramente localizadas sobre el Océano Atlántico, al noroeste de la Península Ibérica (figura2).

El origen de los vientos extremos del restante 8% de los días se ha examinado usando cartas sinópticas. Una gran parte de estos días se caracteriza por la existencia de muy bajas presiones sobre las Islas Británicas e Irlanda, ligeramente fuera del dominio seleccionado. Grandes gradientes de presión producen elevados vientos geostróficos de forma que cualquier pequeño ciclón que cruce el dominio puede convertirse en una tormenta de viento (e.g. Fink et al., 2009). En segundo lugar, es sabido que distintas posiciones del anticiclón de las Azores sobre el sector euro-atlántico producen vientos del este sobre Iberia (Carro-Calvo et al., 2011). En determinados casos se ha detectado un anticiclón de bloqueo al oeste de la Península Ibérica cuya posición refuerza la

ondulación de la corriente del chorro, facilitando por tanto la entrada de masas de aire frio hacia la región mediterránea originándose elevados picos de viento del este en la Península Ibérica.

3.2. Origen de los ciclones y su impacto

En la figura 3a se representan los ciclones cuya ciclogénesis tiene lugar en el mar Mediterráneo, en la zona del Sahara y los restantes ciclones que se originan en el Océano Atlántico. En la figura 3b se muestra la distribución anual de estos tres tipos de ciclones.

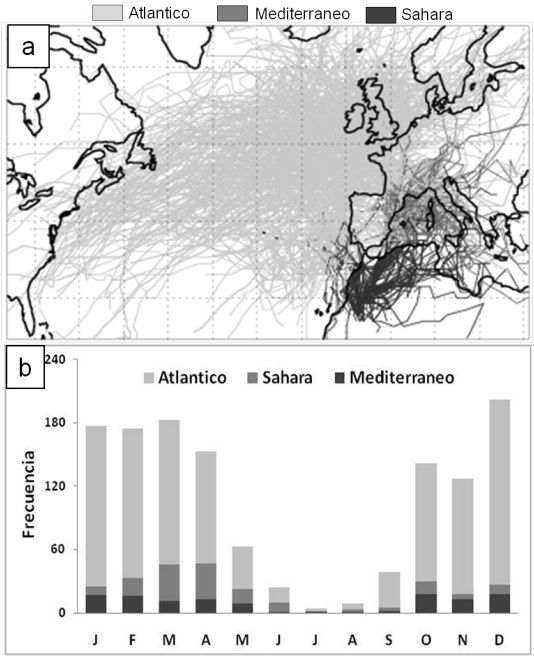


Figura 3- (a) Ciclones originados en el Atlántico (gris claro) en el Mediterráneo (gris) y en el Sahara (gris oscuro). (b)Frecuencia anual de los grupos de ciclones mencionados en el apartado (a). ***(Cyclones originated in the Atlantic Ocean (light grey), Mediterranean see (grey) and over Sahara region (dark grey), (b) Annual frequency of the cyclones mentioned in (a).***

El 80% de las tormentas que pasan por el dominio se originan en el Océano Atlántico, el 9% de ellas presentan su ciclogénesis en el mar Mediterráneo y el 11% de los ciclones se originan en la región del Sáhara.

Mientras que los ciclones atlánticos y mediterráneos potencialmente relacionados con el viento se encuentran entre octubre y abril, los ciclones del Sáhara se producen preferentemente entre marzo y abril.

En la tabla 1 se expone la velocidad y la intensidad media de estos tipos de tormentas, así como su impacto en el viento de Iberia.

Tabla 1. Principales características de las tormentas próximas a la Península Ibérica (*main characteristics of storms close to the Iberian Peninusla.*)

Región de Ciclogénesis	**Velocidad (km/h)**	**Presión día de impacto (hPa)**	**IM-Iberia**
Atlántico	50	988	22.1
Mediterráneo	40	1002	20.2
Sahara	31	1007	12.1

Las tormentas atlánticas son más intensas, se mueven más rápidamente y presentan el índice meteorológico de impacto más elevado. Las tormentas del Sahara son lentas y poco profundas y su índice meteorológico de daños sobre la Península Ibérica es muy reducido. En el término medio se sitúan las tormentas mediterráneas. Sin embargo, se ha comprobado manualmente mediante cartas sinópticas que la mayoría de las tormentas mediterráneas incluidas en el top 100 coinciden con la presencia simultánea de una tormenta sobre el Atlántico que parece conducir el flujo de aire sobre la Península Ibérica.

3.3 Tormentas atlánticas y su impacto relacionado

La tabla 2 muestra las características de las tormentas atlánticas que son relevantes para el impacto del viento sobre la Península Ibérica. Como ya se ha expuesto, estas series se han clasificado en tres grupos (en función de los percentiles 25 y 75) y se han efectuado las correspondientes diferencias entre el impacto de cada uno de estos grupos y el impacto total del ranking.

Los resultados afirman que las tormentas que potencialmente producen mayores daños y pérdidas económicas por el viento sobre Iberia se localizan entre 43.5ºN y 51.8ºN y entre 21ºW y 6.8ºW. Se desplazan rápidamente, y de forma frecuente experimentan un desarrollo explosivo. Tanto la intensidad de la tormenta (inferior a 977.6 hPa) durante el día del impacto como el mínimo absoluto de presión de la tormenta (inferior a 969.5 hPa) son significativos Finalmente los resultados sugieren que no existe una dirección preferente en el desplazamiento del ciclón para que éste produzca mayor daño por viento sobre la Península Ibérica.

Tabla 2. Principales características de las tormentas atlánticas próximas a la Península Ibérica. Las series se han clasificado en función de los percentiles P25 y P75 y se indica la diferencia entre el impacto de estos grupos y el impacto medio. La última columna indica si la diferencia es significativa a un nivel de confianza del 90%. (*Main characteristics of Atlantic storms close to Iberia. Series have been classified using percentiles of each property. Differences between the impact of these groups and the average impact have been computed. Last column indicates if the difference is significant at 90% confidence level).*

Características	**Percentil**	**Clasificación**	**Diferencia**	**Impacto**	**Significatividad**
Dirección	SW	$90^o \geq \theta > 22.5^o$	2.30285	Alto	No
	W	$22.5^o \geq \theta \geq -22.5^o$	0.258512	Medio	No
	NW	**$-22.5^o > \theta \geq -90^o$**	**-6.28796**	**Bajo**	**Sí**
Presión dia del impacto	P_{75}=998.9	**p>P75**	**-12.7113**	**Bajo**	**Sí**
	P_{25}=977.6	P75≥p≥P25	0.482275	Medio	No
		P25>p	**11.6132**	**Alto**	**Sí**
Presión mínima de la tormenta	P_{75}=992.3	**pmin>P75**	**-12.1263**	**Bajo**	**Sí**
	P_{25}=969.5	P75≥pmin≥P25	0.73279	Medio	No
		P25>pmin	**10.4817**	**Alto**	**Sí**
Desarrollo explosivo (bomba)		**Si**	**5.03206**	**Alto**	**Sí**
		No	**-2.35037**	**Bajo**	**Sí**
		Pmin en t=0	**7.06054**	**Alto**	**Sí**
Longitud	P_{75}=51.8ºN	lon>P75	-1.28057	Bajo	No
	P_{25}=43.5ºN	**P75≥lon≥P25**	**3.85387**	**Alto**	**Sí**
		P25>lon	**-5.02744**	**Bajo**	**Sí**
Latitud	P_{75}=6.8ºW	lat>P75	0.874697	Medio	No
	P_{25}=21ºW	**P75≥lat≥P25**	**2.68185**	**Alto**	**Sí**
		P25>lat	**-7.94707**	**Bajo**	**Sí**
Velocidad	P_{75}=76 km/hr	**vel>P75**	**3.71139**	**Alto**	**Sí**
	P_{25}=31 km/hr	P75≥vel≥P25	0.97249	Medio	No
		P25>vel	**-5.21145**	**Bajo**	**Sí**

4. CONCLUSIONES GENERALES

En el presente trabajo se han analizado las características de los ciclones extratropicales a los que se asocian las ráfagas de viento potencialmente más dañinas para la Península Ibérica. Para ello se ha definido un índice meteorológico de daños sobre Iberia, se ha empleado un algoritmo de detección y seguimiento de tormentas y se ha definido un dominio espacial en torno a la Península Ibérica para estudiar los ciclones que se encuentran en él.

Se han seleccionado las tormentas cuyo origen se encuentra en el mar Mediterráneo y sobre el Sáhara y se ha comprobado que su impacto en el viento sobre Iberia es menor que el de las tormentas Atlánticas. Por lo que se han estudiado detalladamente las características de las tormentas Atlánticas. Los resultados afirman que las tormentas que potencialmente producen mayores daños debido al viento sobre la Península ibérica se encuentran localizadas entre 43.5ºN y 51.8ºN y entre 21ºW y 6.8ºW. Este resultado coincide con el obtenido por Pinto et al. (2012) en donde se mostraba que la huella del viento de las tormentas europeas del oeste se sitúa al sur de su trayectoria. Estas tormentas se desplazan rápidamente y frecuentemente experimentan un desarrollo explosivo. Tanto la intensidad de la tormenta durante el día del impacto, como el mínimo absoluto de presión de la tormenta se identifican como elementos significativos para la existencia de potenciales pérdidas debidas al viento.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está parcialmente financiado por fondos FEDER (Fondo Europeo de Desarrollo Regional) a través de COMPETE (Programa Operacional de Factores de Competitividad) y por fondos nacionales a través de FCT (Fundación para la Ciencia y la Tecnologia, Portugal) bajo el proyecto STORMEx FCOMP-01-0124-FEDER-019524 (PTDC/AAC-CLI/121339/2010). Alexandre M. Ramos está financiado por la Fundación de Ciencia Portuguesa (FCT) a través de una beca Postdoctoral (SFRH/BPD/84328/2012).

REFERENCIAS

Carro-Calvo L., Salcedo-Sanz S., Kirchner-Bossi N., Portilla-Figueras A., Prieto L., García-Herrera R., Hernández E. (2011): Extraction of synoptic pressure patterns for long-term wind speed estimation in wind farms using evolutionary computing. Energy, 36: 1571-1581.

CCS (2012). “La cobertura de los riesgos extraordinarios en España”. Disponible en: http://www.consorseguros.es/web/c/document_library/get_file?uuid=1d634960-f5a2-4ed0-a9dd-a1df9de6ed62&groupId=10124 Ultimo acceso 31/12/2013

Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Holm EV, Isaksen L, Kallberg P, Kohler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette J-J, Park B-K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thepaut J-N, Vitart F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q. J. R. Meteorol. Soc. 137: 553–597. DOI:10.1002/qj.828.

Efron, B., and R. J. Tibshirani (1993), An Introduction to the Bootstrap, Chapman and Hall, New York.

Fink, A.H., T. Brücher, V. Ermert, A. Krüger, and J. G. Pinto. (2009). The European storm Kyrill in January 2007: synoptic evolution, meteorological impacts and some considerations with respect to climate change. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 9, 405–423.

Klawa, M., Ulbrich, U. (2003) A model for the estimation of storm losses and the identification of severe winter storms in Germany. Nat Hazards Earth Syst Sci 3: 725−732

La Voz de Galicia, 12-03-2009: Los árboles derribados por el «Klaus» saturan el mercado de la madera. Disponible en: http://www.lavozdegalicia.es/galicia/2009/03/12/0003_7584955.htm Ultimo acceso: 08/01/2014

La Voz de Galicia, 07-03-2011: Maruxa puede ser un ciclón. Disponible en: http://www.lavozdegalicia.es/galicia/2011/03/07/0003_201103G7P8991.htm. Utlimo acceso: 31/12/2013.

Liberato, M.R.L., Pinto, J G., Trigo, I.F., Trigo, R.M. (2011). Klaus – an exceptional winter storm over Northern Iberia and Southern France, Weather, 66, 330–334.

Liberato, M.L.R., J. G. Pinto, R. M. Trigo, P. Ludwig, P. Ordoñez , D. Yuen, and I.F. Trigo. (2013) Explosive development of winter storm Xynthia over the subtropical North Atlantic Ocean. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 13, 2239–2251.

Mills, E. (2005). Insurance in climate of change. Science, 309:1040. DOI: 10.1126/science.1112121.

Neu U., M.G. Akperov, N. Bellenbaum, R. Benestad, R. Blender, R. Caballero, A. Cocozza, H.F. Dacre, Y. Feng, K. Fraedrich, J. Grieger, S. Gulev, J. Hanley, T. Hewson, M. Inatsu, K. Keay, S.F. Kew, I. Kindem, G.C. Leckebusch, M.L.R. Liberato, P. Lionello, I.I. Mokhov, J.G. Pinto, C.C. Raible, M. Reale, I. Rudeva, M. Schuster, I. Simmonds, M. Sinclair, M. Sprenger, N.D. Tilinina, I.F. Trigo, S. Ulbrich, U. Ulbrich, X.L. Wang, H. Wernli, (2013). IMILAST – a community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms. Bull. Amer. Meteor. Soc., 94, 529–547.

Palutikof JP, Skellern AR (1991) Storm severity over Britain: a report to Commercial Union. Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich

Pinto J.G., S. Zacharias, A.H. Fink, G.C. Leckebusch and U. Ulbrich. (2009). Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO. Clim. Dyn., 32:711–737.

Pinto, J.G., Melanie K. Karremann, Kai Born, Paul M. Della-Marta, Matthias Klawa (2012). Loss potentials associated with European windstorms under future climate conditions. Climate Research, 54: 1-20.

Ribera, P., Gallego, D., Pena-Ortiz, C., Del Rio, L., Plomaritis, T. A., and Benavente, J.: Reconstruction of Atlantic historical winter coastal storms in the Spanish coasts of the Gulf of Cadiz, 1929–2005. (2011). Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, 1715-1722.

Trigo, I.F., Davies, T., Bigg, GR. (1999). Objective Climatology of Cyclones in the Mediterranean Region. J. Climate, 12: 1685- 1696.

Trigo, I.F. (2006). Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: a comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses. Clim. Dyn., 26: 127–143

Ulbrich, U., Fink, A.H., Klawa,M. and J. G. Pinto (2001): “Three extreme storms over Europe in December,” Weather, 56, 3, 70-80.

Caracterização da evolução da vegetação em Portugal Continental
Vegetation evolution characterization in Portugal mainland

Lourdes Bugalho[(1)], Luís Pessanha[(2)]
[(1)] Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA), (lourdes.bugalho@ipma.pt)
[(2)] Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA), (luís.pessanha@ipma.pt)

SUMMARY

Remote observation can be used to monitor the evolution of properties of vegetation, making use of various remote sensing indices, based on spectral signature of vegetation. In this work, the annual evolution of the FVC (Fraction Vegetation Cover) is studied for Portugal mainland. The aim is to map an annual reference of vegetation evolution, which can be compared with individual year series, accessing variations in the vegetation evolution's behaviour associated to identify causes (drought, forest fires among others).

1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas têm-se multiplicado os estudos do impacto que diferentes factores climáticos podem ter em diferentes ecossistemas terrestres, entre os quais o impacto da variabilidade e das alterações climáticas. Em muitos casos como na agricultura e nas florestas este impacto pode ter consequências económicas relevantes.

A monitorização de vegetação surge assim como de grande relevância, em particular, quando procura acompanhar as alterações do coberto vegetal de importância socioeconómica, bem como as que podem induzir alterações nos processos de superfície da terra e nas interacções terra-atmosfera. Estão incluídas neste caso, a influência que as condições de seca ou as associadas a fenómenos de grande precipitação podem ter, nas alterações do coberto vegetal.

Para uma eficiente monitorização da vegetação, é importante conhecer um comportamento de referência e, em particular, a evolução que este tem ao longo do ano.

A monitorização da vegetação pode recorrer a observações *in-situ*, em geral dispendiosa, ou pode recorrer à Observação Remota (OR). De facto, a existência de uma relação entre valores da OR em diferentes canais espectrais, especialmente nos canais do vermelho e infravermelho próximo, e as propriedades da superfície (assinaturas espectrais) associadas ao coberto do solo (vegetação/coberto vegetal, solo nu, regiões alagadas e/ou outras), conduziram à definição de diferentes índices de vegetação específicos da OR. Estes índices de vegetação tornaram-se úteis para estudos agroclimatológicos, caracterização de ocupação do solo, monitorização do desenvolvimento das culturas, e das condições de seca, entre muitos outros. Apresentam ainda a vantagem de permitir acompanhar a evolução da vegetação em grandes regiões.

São exemplos de índices de vegetação o NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), um dos índices mais utilizados e simples de estimar, o FVC (*Fraction Vegetation Cover*), o LAI (*Leaf Area Index*), o fAPAR (*Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation*) ou o EVI (*Environmental Vegetation Index*).

O Projecto LSA SAF, (*Land Surface Analysis Satellite Application Facility,* http://landsaf.ipma.pt), disponibiliza operacionalmente três índices de vegetação (*Figura 1*), calculados diariamente a partir dos canais do satélite geostacionário MSG/SEVIRI e, brevemente, serão igualmente disponibilizados para os satélites de órbita polar EPS/AVHRR): FVC, LAI e o fAPAR. O FVC e o fAPAR têm valores no intervalo de 0% a 100%, e o LAI apresenta valores de 0 a 10. O FVC refere-se à razão entre a vegetação e o coberto total, numa perspectiva horizontal, enquanto o LAI se refere-se a camadas de folhas, isto é, à distribuição vertical da vegetação, representando metade da área foliar total por unidade de área de solo. Estes produtos são corrigidos da incerteza resultante dos ângulos de observação e solar, bem como das diferenças anisotrópicas da superfície, através de modelos BRDF (*Bi-directional Reflectance Distribution Function*).

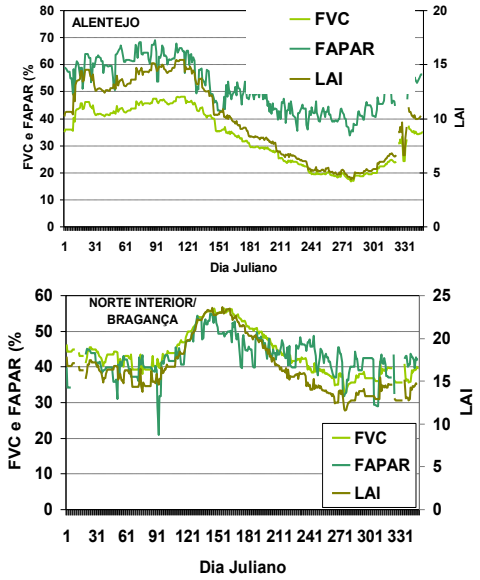


Figura 1* - Evolução de índices de vegetação (FVC, LAI, fAPAR) em 2011, em dois locais em Portugal Continental. (*Vegetation index (FVC, LAI, fAPAR) evolution, 2011, for two places in Portugal)

Neste trabalho estuda-se o comportamento vegetação e da sua evolução ao longo do ano para Portugal Continental, recorrendo à série diária de FVC distribuída pelo projecto LSA SAF. Pretende-se calcular uma evolução de referência para todos os *pixels*, que cobrem o território, tendo em conta o tipo de vegetação oferecido pelo CLC2006 (*Corine Land Cover* 2006). Pretende-se, assim, parametrizar a forma como a vegetação evolui ao longo do ano em todo o território, recolhendo, entre outra, informação sobre a ocasião do ano em que a vegetação atinge o seu máximo/mínimo de desenvolvimento, número de ciclos, amplitude da variação anual do FVC para cada tipo de vegetação, etc. Será assim possível construir uma referência para a vegetação (referência climatológica), com a resolução do sistema SEVIRI/MSG, com a qual se pode, por comparação com os valores de qualquer ano seleccionado, monitorizar variações com possível identificação das causas para as variações observadas (seca, fogos florestais).

2. METODOLOGIA E DADOS

Para o período de 2006 a 2012, recorreu-se a dados de FVC (LSASAF), para Portugal Continental, que permitem estudar as características da vegetação e da sua evolução ao longo de cada ano. A resolução espacial utilizada é a do radiómetro SEVIRI/MSG, cerca de 4km para a latitude do país.

O FVC é calculado e diariamente distribuído (gratuitamente). Neste trabalho, optou-se por estudar a evolução deste parâmetro por décadas, isto é, entre o dia 1 e 10 (primeira década), 11 e 20 (segunda década) e entre 21 e o fim de cada mês (terceira década). Para cada década de cada um dos anos, foi calculado, para cada *pixel*, o valor médio, máximo e o desvio padrão. Da série décadas anteriormente calculada, foram, posteriormente, estimados, para o período de 2006 a 2012, os respectivos valores médios e máximos. Resultou assim um valor de referência, correspondente às 36 décadas do período 2006-2012 para todos os *pixels* correspondentes a Portugal Continental. Como exemplo, apresentam-se os mapas obtidos para o valor médio e máximo correspondentes à primeira década de Janeiro *Figura 2* e à primeira década de Agosto *Figura 3*.

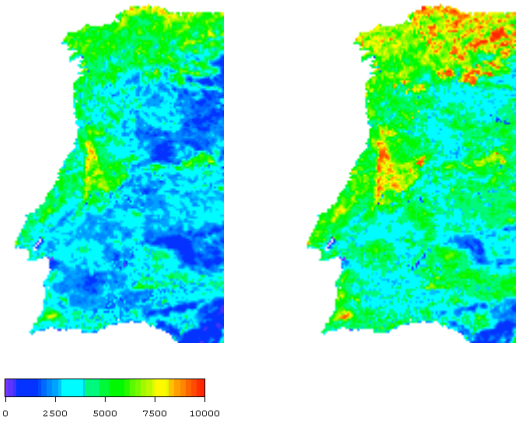


***Figura 2* - FVC médio (esquerda) e FVC máximo (direita) correspondente à década de 1 a 10 de Janeiro, para o período de 2006 a 2012.**
(FVC average, left, and FVC maximum, right, to 10 days period, for 1 to 10 January, 2006-2012)

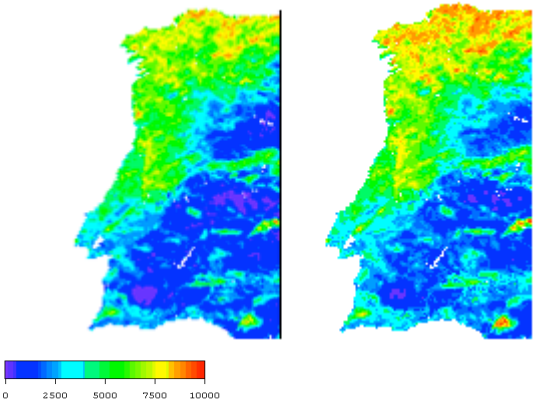


***Figura 3* - FVC médio (esquerda) e FVC máximo (direita) correspondente à década de 1 a 10 de Agosto, para o período de 2006 a 2012.**
(FVC average - left, and FVC maximum - right, for a 10 days period, of 1 to 10 January, from 2006-2012)

Para os dados de cobertura do solo, recorreu-se ao mapa da classificação de ocupação do solo do CLC2006 (Corine 2006), com 44 classes, das quais 42 existem em Portugal Continental (2 não existem).

Foram seleccionadas para este trabalho somente 8 das classes (Tabela 1), que apresentam alguma expressão de ocupação do solo em Portugal.

O CLC 2006 tem uma resolução original de 100 m, tendo sido degradada, em dois passos:

1) Degradação para os 1100m (resolução do NOAA/AVHRR). Esta passagem da resolução espacial de 100m para os 1100m, foi realizada, atribuindo a cada *pixel* final, de 1100m, a percentagem de ocupação do solo de cada uma das classes do CLC 2006. Ou seja, a cada *pixel* NOAA final (de cerca de 1100 por 1100m) está associado um vector com 42 elementos, cada um correspondente à percentagem de ocupação do solo no *pixel*, calculada a partir da resolução do CORINE de 100 por 100m, com vegetação dessa classe. A ocupação do solo com esta resolução é utilizada, operacionalmente, para a construção dum risco estrutural de incêndios florestais, associado ao tipo de vegetação.

***Tabela 1* - Classes do CLC2006 seleccionadas neste trabalho**

Classes	Descrição
2.4.3	Agricultura com áreas significativas de vegetação natural
3.1.1	Florestas de folhosas
3.1.2	Florestas de resinosas
3.1.3	Florestas mistas
3.2.1	Vegetação herbácea natural/Pastagens naturais
3.2.2	Matos
3.2.4	Transição floresta – arbusto/Florestas abertas
3.3.3	Vegetação esparsa

2) Procedeu-se posteriormente à passagem da resolução de 1100 por 1100m, resolução do NOAA/AVHRR, para a resolução do satélite MSG/SEVIRI, com cerca de 4 por 4km nas nossas latitudes. Esta degradação de resolução foi feita somente para cada uma das oito classes utilizadas neste trabalho e com a mesma metodologia anteriormente aplicada. Resulta assim num vector com apenas oito elementos para cada *pixel*.

Na *Figura 4* estão representadas, a percentagem do *pixel* com ocupação do solo para cada uma das oito classes seleccionadas.

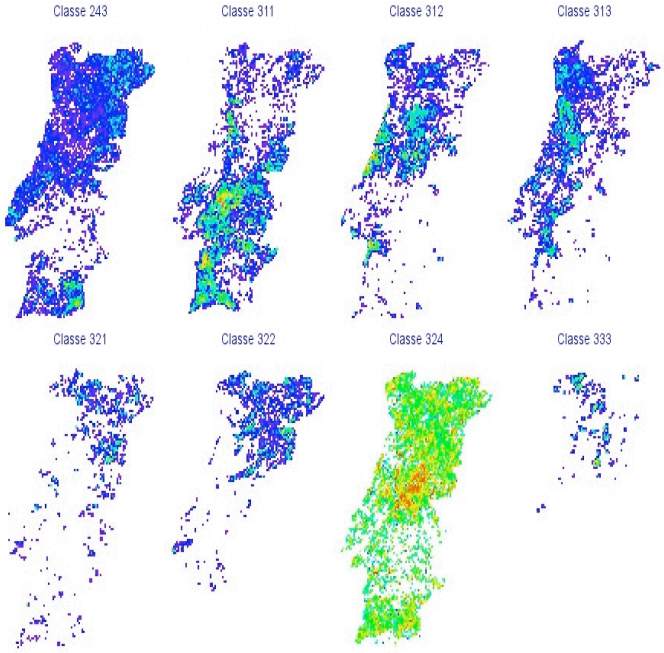


***Figura 4* - Percentagem do *pixel* com a ocupação do solo para as classes CLC 2006 2.4.3, 3.1.1, 3.1.2, 3.1.3, 3.2.1, 3.2.2, 3.2.4 e 3.3.3**
(Pixel land cover area percentage for CLC2006 class 2.4.3, 3.1.1, 3.1.2, 3.1.3, 3.2.1, 3.2.2, 3.2.4 e 3.3.3)

Para cada classe de ocupação do solo, pode assim, conhecer-se o número de *pixels* com ocupação igual ou superior a uma percentagem seleccionada da sua área, com essa classe. Se o *pixel* tiver uma ocupação de 100% com uma dada classe, significa que todo o *pixel* é, muito aproximadamente, uniforme para a classe considerada.

A *Figura 5* apresenta o número de *pixels*, em Portugal Continental, para cada umas das classes do CLC 2006 seleccionadas, com percentagem de ocupação igual ou superior a 1%, 25%, 50%, 75% e 80%

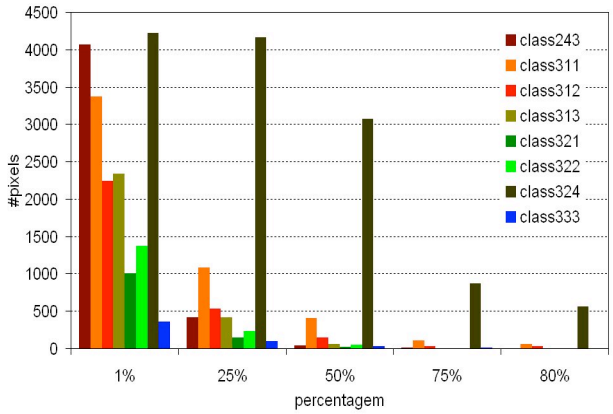


***Figura 5* - Número de *pixels* com percentagem de ocupação do solo, em cada uma das classes seleccionadas, igual ou superior a 1%, 25%, 50%, 75% e 80%.**
(Number of pixels with land cover percentage equal or over 1%, 25%, 50%, 75% e 80%)

Para o estudo da caracterização de vegetação e da sua evolução, seleccionaram-se *pixels*. Os *pixels* seleccionados deverão apresentar uma boa cobertura da mesma classe, de preferência total (100%). Não sendo possível seleccionar *pixels* completamente homogéneos no que respeita a vegetação, procurou-se sempre seleccionar *pixels* com uma percentagem elevada com o mesmo tipo de classificação de cobertura do solo, em geral acima de 80%.

Para todas as classes, foram seleccionados os *pixels* com cobertura igual ou superior a 80% do mesmo tipo de classificação de ocupação do solo. Houve três excepções a esta selecção:

- A classe 313 que não apresenta *pixels* com percentagem de 80% ou superior. Neste caso foi seleccionado o único *pixel* que apresenta 75% da área nesta classe;
- A classe 311, que apresenta 11 *pixels*, neste caso com percentagem superior a 90%
- A classe 324, em que os *pixels* escolhidos tinham uma percentagem de 100%, ou seja, cobertura total.

Foram feitos gráficos da evolução no ano, por classe de ocupação do solo, para os valores médios, para o período de 2006 a 2012, do FVC, para os *pixels* escolhidos.

3. RESULTADOS

3.1. Agricultura e vegetação natural

A *Figura 6,* apresenta a evolução anual do valor médio do FVC para os quatro *pixels* seleccionados para o período 2006/2012 para a classe 2.4.3 do CLC2006. Corresponde a uma ocupação do solo de agricultura, contemplando ainda áreas significativas de vegetação natural.

O valor do FVC para esta classe apresenta um valor mínimo no início de Setembro, abaixo de 20%, aumenta progressivamente a partir do início de Novembro, atinge um valor máximo nos finais de Abril, voltando a diminuir até Setembro. A curva da evolução do FVC é característica de uma vegetação que se desenvolve nos finais do Outono, atingindo o seu máximo na Primavera e, terminando o seu ciclo nos finais da Primavera e Verão. Estas características correspondem a culturas agrícolas ou pastagens naturais (vegetação rasteira) que seca durante o Verão.

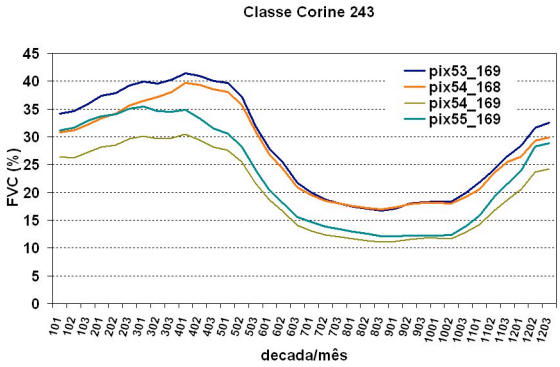


***Figura 6* - Evolução anual do FVC médio (2006-2012) para *pixels* com 80% ou mais de ocupação do solo de vegetação da classe 2.4.3. Eixo das abcissas em mês e década.**
(Annual evolutions of FVC average (2006-2012) to pixels with land cover class 2.4.3.area equal or higher than 80%. X axis noted as month and 10 days period number)

3.2. Florestas

As classes 3.1.1., 3.1.2 e 3.1.3 correspondem a diferentes tipos de florestas, nomeadamente, floresta de folhosas, de resinosas e mista. As florestas de folhosas caracterizam-se por folhas largas e caducas, como, por exemplo, os carvalhos e os castanheiros. As florestas de resinosas caracterizam-se por folhas persistentes, por vezes em forma de agulha. Estas características reflectem-se na curva de evolução do FVC.

3.2.1. Floresta de Folhosas

A *Figura 7*, apresenta as curvas de evolução do FVC para os 14 *pixels* com mais de 90% de ocupação do solo com floresta folhosa (classe 3.1.1), observando-se uma diminuição acentuada do FVC entre os finais de Abril (Primavera) e Outubro (Outono).

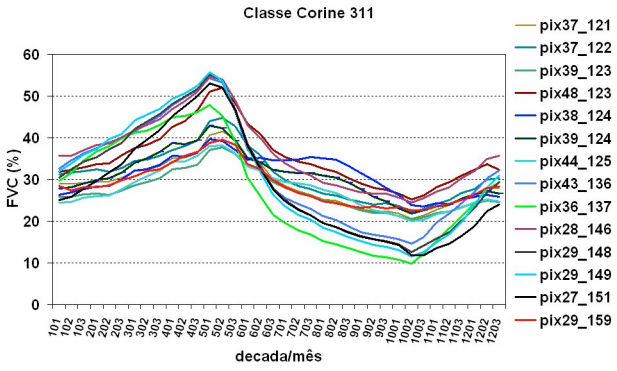


***Figura. 7* - Evolução anual do FVC médio (2006-2012) para *pixels* com 90% ou mais de ocupação do solo de vegetação da classe 3.1.1. Eixo das abcissas em mês e década**
(Annual evolutions of FVC average (2006-2012) to pixels with land cover class 3.1.1. area equal or higher than 90%. X axis noted as month and 10 days period number)

3.2.2. Floresta de Resinosas

No caso da classe 3.1.2., floresta de resinosas não se observam grandes variações do FVC ao longo do ano. A *Figura 8*, apresenta as curvas de evolução do FVC para os 13 *pixels* seleccionados com mais de 80% de ocupação do solo com este tipo de floresta.

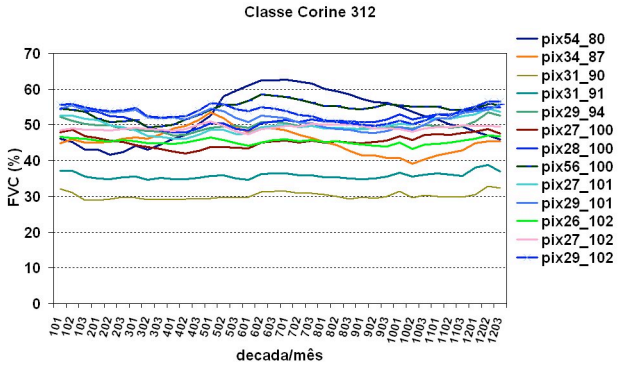


***Figura 8* - Evolução anual do FVC médio (2006-2012) para *pixels* com 80% ou mais de ocupação do solo de vegetação da classe 3.1.2. Eixo das abcissas em mês e década**
(Annual evolutions of FVC average (2006-2012) to pixels with land cover class 3.1.2. area equal or higher than 80%. X axis noted as month and 10 days period number)

Em geral, a variação do FVC é muito pequena ao longo do ano. No entanto, é possível observar, em dois dos *pixels*, um ligeiro aumento do valor do FVC em Junho e Julho. Esta ligeira diferença pode estar associada a uma contaminação com outro tipo de vegetação (os restantes 20% da área do *pixel*), ou também, a uma ligeira variação das características de vitalidade das folhas das florestas de resinosas, nesses *pixels*, durante o início do Verão.

3.2.3. Florestas Mistas

No caso das florestas mistas, classe 3.1.3 do CLC2006, as características variam com o tipo de mistura de florestas que se podem observar nos quatro *pixels* seleccionados. Da observação da *Figura 9*, podemos verificar que, no caso da floresta mista, dois *pixels*, apresentam uma evolução do FVC com características que se aproximam mais do das florestas de resinosas, enquanto nos restantes dois, o comportamento é mais próximo do das florestas de folhosas.

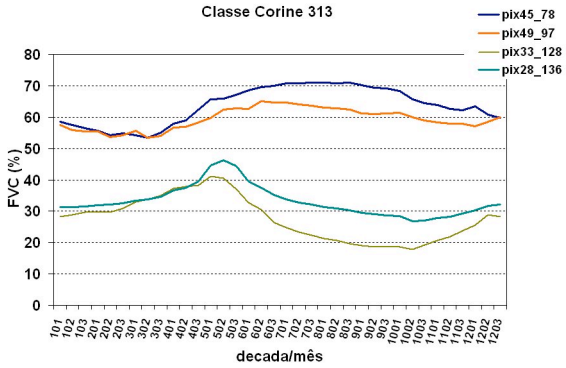


***Figura 9* - Evolução anual do FVC médio (2006-2012) para *pixels* com 80% ou mais de ocupação do solo de vegetação da classe 3.1.3. Eixo das abcissas em mês e década**
(Annual evolutions of FVC average (2006-2012) to pixels with land cover class 3.1.3. area equal or higher than 80%. X axis noted as month and 10 days period number)

3.3. Florestas Abertas, Vegetação Arbustiva e Herbácea

3.3.1. Vegetação Herbácea Natural

A classe 3.2.1. do CLC 2006 corresponde a vegetação do tipo de herbáceas natural, onde se inclui o que vulgarmente se chama de pastagens naturais. Apenas se encontrou um *pixel* com uma ocupação de 80% ou superior da área com esta classificação (*Figura 10*). Optou-se, neste caso, por apresentar, para além do valor médio, os correspondentes valores anuais.

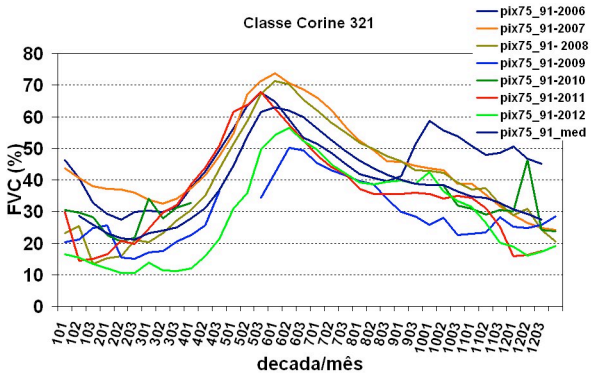


***Figura 10* - Evolução anual do FVC médio (2006-2012) para *pixels* com 80% ou mais de ocupação do solo de vegetação da classe 3.2.1. e dos valores individuais de cada ano. Eixo das abcissas em mês e década**
(Annual evolutions of FVC average (2006-2012) to pixels with land cover class 3.2.1. area equal or higher than 80% as well as individual years. X axis noted as month and 10 days period number)

Neste tipo de vegetação o valor mínimo do FVC é observado em finais de Março, iniciando-se o desenvolvimento da vegetação na Primavera, Abril e Maio, com o valor máximo no início do mês de Junho. A partir de Junho os valores do FVC voltam a diminuir. Neste tipo de vegetação é observável uma variabilidade anual grande, mas mantendo o mesmo tipo de características.

3.3.2. Matos

No caso de vegetação classificada como matos, classe 3.2.2 do CLC 2006, as características encontradas nos dois *pixels* com uma ocupação de mais de 80% da sua área com esta vegetação, são ligeiramente diferentes entre si, podendo-se agrupar em dois subgrupos principais:

- Grupo em que o valor mais elevado do FVC é alcançado em Julho, diminuindo de uma forma contínua, atingindo o valor mínimo em Fevereiro (ver *Figura 11 e 12*);
- Grupo em que o valor máximo é alcançado em finais de Maio, início de Junho, e, diminuindo acentuadamente com um valor mínimo em inícios de Outubro. Neste último caso, os valores do FVC são mais baixos, quer o valor máximo (cerca de 32%), quer o valor mínimo (inferior a 10%), do que no primeiro caso (ver *Figura 11 e 13*).

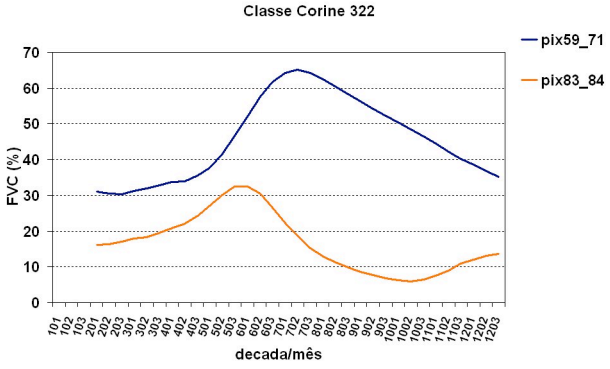


***Figura 11* - Evolução anual do FVC médio (2006-2012) para *pixels* com 80% ou mais de ocupação do solo de vegetação da classe 3.2.2. Eixo das abcissas em mês e década**
(Annual evolutions of FVC average (2006-2012) to pixels with land cover class 3.2.2. area equal or higher than 80%. X axis noted as month and 10 days period number)

Da mesma forma do que foi anteriormente efectuado e dada a disparidade encontrada nos dois *pixels*, optou-se, igualmente por apresentar os correspondentes valores anuais (*Figura 12 e 13*).

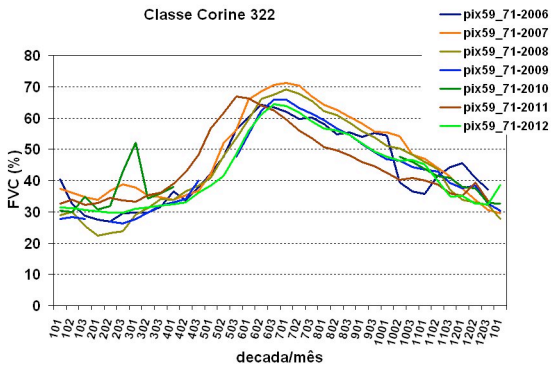


***Figura 12* - Evolução anual do FVC para os anos de 2006 a 2012 para um *pixel*, com ocupação de mais de 80% da sua área com vegetação classificada de 3.2.2, representando um dos subgrupos identificados. Eixo das abcissas em mês e década.**
(Annual evolutions of FVC for 2006 to 2012 to one pixel with land cover class 3.2.2. area equal or higher than 80%, representing one of the subgroups identified. X axis noted as month and 10 days period number)

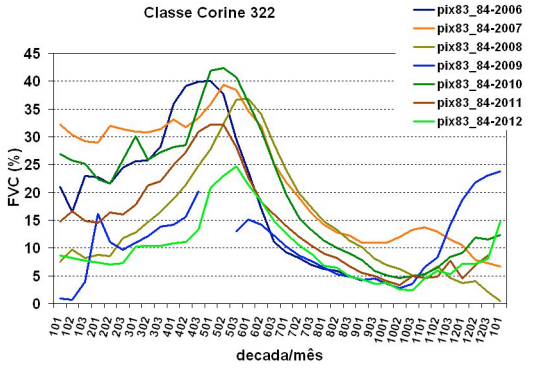


***Figura 13* - Evolução anual do FVC para os anos de 2006 a 2012 para um *pixel*, com ocupação de mais de 80% da sua área com vegetação classificada de 3.2.2, representando um dos subgrupos identificados. Eixo das abcissas em mês e década.**
(Annual evolutions of FVC for 2006 to 2012 to one pixel with land cover class 3.2.2. area equal or higher than 80%, representing one of the subgroups identified. X axis noted as month and 10 days period number).

A *Figura 12* mostra uma maior homogeneidade de comportamento, enquanto a *Figura 13*, apresenta uma maior dispersão de valores na evolução. As razões poderão estar associadas à falta de homogeneidade de um dos *pixels* em comparação com a do outro.

3.3.3. Florestas Abertas

A variação do FVC ao longo do ano na classe 3.2.4, que classifica florestas abertas, novas plantações e transição floresta e vegetação arbustiva e herbácea, mostra diferenças entre os quatro *pixels* seleccionados com a totalidade da sua área (100%) ocupada por este tipo de coberto, *Figura 14*. Optou-se, igualmente por apresentar os correspondentes valores anuais. Da análise das *Figura 14, 15 e 16* pode observar-se que se podem distinguir três diferentes tipos de associação de vegetação:

- Máximo de desenvolvimento da vegetação, coincidente com o máximo do FVC, é observado em finais de Abril, início de Maio, com um valor mínimo em finais de Setembro. As características deste tipo de vegetação são bastante semelhantes ao observado no segundo tipo identificado na classe 3.2.2. (ver *Figura 14*).
- Máximo valor do FVC, que reflecte o máximo de desenvolvimento da vegetação, é observado em inícios de Junho, diminuindo ligeiramente ao longo do verão e Outono e, atingindo o seu valor mínimo em Fevereiro (ver *Figura 15*).
- Finalmente um último tipo de vegetação identificado mostra dois máximos relativos do FVC, significando dois máximos relativos no desenvolvimento da vegetação. Neste caso parece que nesta classificação, 3.2.4, se encontram misturados dois tipos de vegetação anteriores, reflectindo-se no FVC do *pixel,* (ver *Figura 16).*

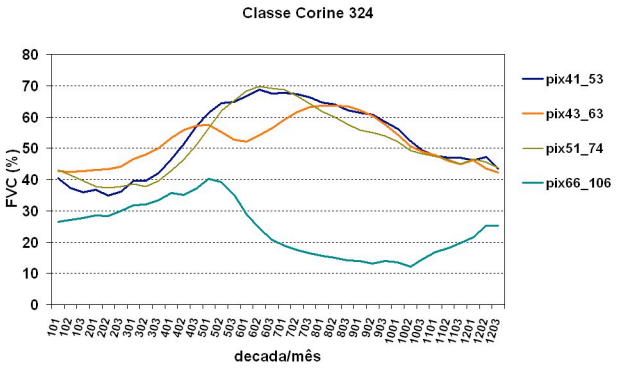


***Figura 14* - Evolução anual do FVC médio (2006-2012) para *pixels* com 100% de ocupação do solo de vegetação da classe 3.2.4. Eixo das abcissas em mês e década.**
(Annual evolutions of FVC average (2006-2012) to pixels with land cover class 3.2.4. area equal 100%. X axis noted as month and 10 days period number).

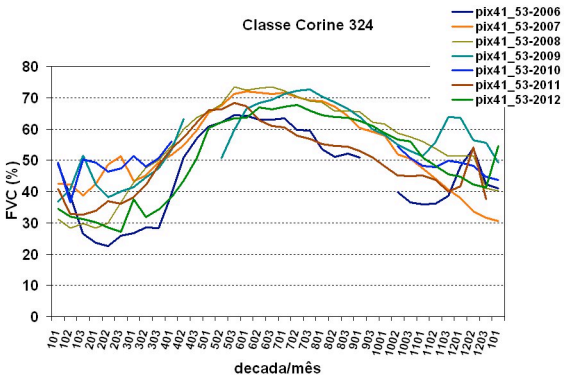


***Figura 15* - Evolução anual do FVC para os anos de 2006 a 2012 para um *pixel*, com ocupação de 100% da sua área com vegetação classificada de 3.2.4, representando um dos subgrupos identificados. Eixo das abcissas em mês e década.**
(Annual evolutions of FVC for 2006 to 2012 to one pixel with land cover class 3.2.4. area equal to 100%, representing one of the subgroups identified. X axis noted as month and 10 days period number)

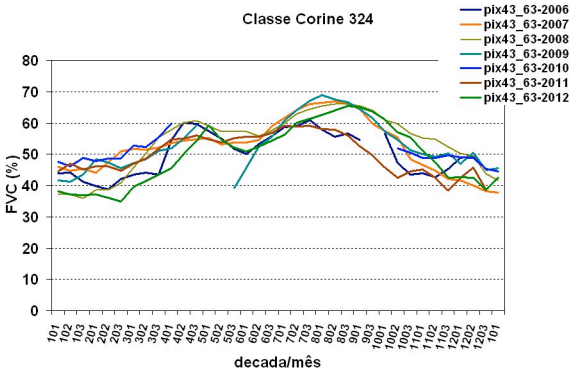


***Figura 16* - Evolução anual do FVC para os anos de 2006 a 2012 para um *pixel*, com ocupação de 100% da sua área com vegetação classificada de 3.2.4, representando um dos subgrupos identificados. Eixo das abcissas em mês e década.**
(Annual evolutions of FVC for 2006 to 2012 to one pixel with land cover class 3.2.4. area equal to 100%, representing one of the subgroups identified. X axis noted as month and 10 days period number)

3.4. Zonas Descobertas de pouca vegetação

O último de tipo de vegetação analisado foi o correspondente à classe 3.3.3. do CLC 2006, definida como vegetação zonas descobertas ou esparsa. Neste tipo de vegetação foram identificados quatro *pixels* onde se observa claramente os valores mínimos de desenvolvimento, correspondentes a valores mínimos do FVC, em Março, a que se segue um desenvolvimento acentuado durante a Primavera, com os valores do FVC a aumentarem, alcançando o máximo em finais de Maio e Junho, e, voltando a diminuir durante o Verão, Outono e Inverno, *Figura 17*.

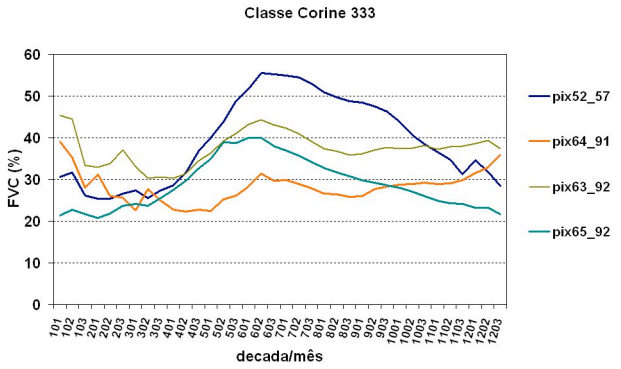


***Figura 17* - Evolução anual do FVC médio (2006-2012) para *pixels* com 100% de ocupação do solo de vegetação da classe 3.3.3. Eixo das abcissas em mês e década.**
(Annual evolutions of FVC average (2006-2012) to pixels with land cover class 3.3.3. area equal 100%. X axis noted as month and 10 days period number)

4. CONCLUSÕES

Pode concluir-se que:

- É possível a utilização de parâmetros de vegetação que recorrem à Observação Remota (OR) na monitorização do estado da vegetação;
- O FVC (*Fraction Vegetation Cover*) parece constituir um bom índice de monitorização do estado da vegetação;
- É possível efectuar um levantamento do tipo de coberto vegetal através do estudo da evolução de parâmetros de vegetação, no caso o FVC distribuído diariamente quer em tempo quase real quer em tempo diferido pelo projecto LSA SAF;
- Deverá ser estabelecida uma referência, através da análise estatística de séries, com dimensão suficiente, de cada *pixel*. A referência poderá fornecer um padrão característico permitindo, posteriormente, efectuar comparações com anos individuais no sentido de evidenciar anomalias;
- Será possível estabelecer características biofísicas em cada *pixel*, que poderão completar a informação pré-definida e já existente como, por exemplo, a do CLC 2006;
- Todos os *pixels* contêm vários tipos de coberto vegetal. Quer isso dizer que evolução da vegetação recorrendo à OR está fortemente dependente da resolução espacial. No entanto, será possível a partir da estima de padrões de referência e da detecção de anomalias, relacioná-las com fenómenos que ocorram, tais como seca, fogos. Poderá ainda ser utilizada, em alguns casos, na agricultura, no acompanhamento da evolução de culturas.

5. REFERÊNCIAS

Bugalho, L. L. Pessanha (2009): "Monitorização de Parâmetros Biofísicos com Base nos Produtos Distribuídos pelo sistema LSA SAF" – *Proceedings APMG2009*

LSA SAF Team (2008): *Product User Manual PUM Vegetation Parameters (FVC, LAI, FAPAR)* - Version 2.1 SAF/LAND/UV/PUM_VEGA/2.1 February

EEA Technical report (2007): *CLC2006 technical guidelines* - No 17/2007

Informação mútua não-Gaussiana entre modos de variabilidade lenta da Atmosfera e Oceano

Non-Gaussian Mutual Information among low-frequency variability modes of the Atmosphere and Ocean

Carlos A. L. Pires [(1)]
[(1)]Instituto Dom Luiz – IDL, clpires@fc.ul.pt

SUMMARY

The Shannon Mutual information (MI) between principal components of the low-frequency variability modes of the atmosphere and Ocean is assessed. MI decomposes as Gaussian and non-Gaussian positive parcels measuring the information coming from linear and non-linear correlations respectively. Two datasets are used: monthly means of the stream-functions of a global atmospheric model and annual means from SST GISS dataset. Some non-linear non-Gaussian correlations are found (e.g. among Pacifical Decadal Oscillation and Multi-Decadal Atlantic Oscillation). Additionally, the triadic MI among three PCs (or rotated ones) is computed in order to found non-trivial triadic teleconnections, i.e. interactivity (synergies) not explained by bivariate interactions alone. An optimization algorithm is developed for finding rotated PC triads maximizing that interactivity, essentially due to joint trivariate non-Gaussianity. The coarse-graining interactivity allows retrieving Latin-Square type relationships (e.g. Exclusive Disjunctions) among some climatic variables allowing for the use of drivers of the non-linear variability of the Atmospheric-Ocean System.

1. INTRODUÇÃO

Os campos físicos (e.g. pressão, temperatura, humidade, velocidade) do geofluido Oceânico-Atmosférico podem considerar-se do ponto de vista da climatologia estatística como vetores de variáveis aleatórias.
As séries temporais multivariadas, obtidas, quer de observações, reanálises ou corridas de modelos, fornecem amostras, necessariamente finitas às quais se podem aplicar técnicas de estatística multivariada com múltiplos propósitos, nomeadamente: a) a aproximação dos vetores por um reduzido número de modos descorrelacionados e de máxima variância explicada através da PCA (Principal Component Analysis); b) a procura de variáveis maximamente correlacionadas obtidas de diferentes campos por CCA (Canonical Correlation Analysis). Estas e outras técnicas baseiam-se na utilização de matrizes de covariância (momentos estatísticos de 2ª ordem) e sua decomposição em vetores/valores próprios. Essas matrizes, bem como os vetores de média (climatologias), consistem na informação necessária e suficiente para caracterizar toda a distribuição e variabilidade multivariada no caso em que as distribuições sejam Gaussianas multivariadas. Ora tal não acontece na atmosfera e oceano, nomeadamente nos vetores de variáveis que caracterizam a variabilidade lenta (escalas de tempo superiores a um mês – *Low Frequency Variability* - LFV) e que abordaremos aqui, apesar de a não-Gaussianidade (medida do afastamento da distribuição de probabilidade conjunta ao seu *fitting* Gaussiano) ser baixa (Stephenson et al., 2004), quando comparada com a originada por modelos caóticos de baixo número de variáveis. Tal é devido em parte ao facto de os modos lentos consistirem numa média móvel de um número N_{deg} de muitas variáveis locais e instantâneas e portanto aplicar-se o Teorema do Limite Central que prevê o comportamento assintótico Gaussiano quando N_{deg} tende para infinito. A simulação da LFV for sistemas dinâmicos estocásticos, aponta as razões sua não-Gaussianidade para a) os forçamentos deterministas não lineares (Strounine *et al.*, 2010) e os forçamentos estocástico na forma de ruídos multiplicativos (Sura *et al.*,2005). Além disso, a não-Gaussianidade permite máximos locais (modas) das densidades de probabilidade (PDFs), correspondentes aos centróides de *clusters*, os chamados regimes de tempo.
Concluímos portanto que a saída do paradigma Gaussiano permite a entrada num vasto domínio em que as formas possíveis de organização da variabilidade estatística multivariada são bem mais vastas com o surgimento de comportamentos não triviais e pouco intuitivos. Tal permite mesmo extrapolar o conceito de teleconexão de campos geofísicos (correlações à distância) e que ilustraremos de duas formas neste artigo: 1) Díadas não-Gaussianas que consistem num par de variáveis descorrelacionadas Y_1, Y_2 mas não independentes estatisticamente e que portanto possuem correlações não-lineares entre si, dando por exemplo origem a teleconexões não-lineares; 2) Tríadas não-Gaussianas consistindo em conjuntos Y_1, Y_2, Y_3 de três variáveis descorrelacionadas entre si (ou mesmo independentes estatisticamente duas a duas), mas que não são independentes quando consideradas as três em conjunto, possuindo correlações entre funções não lineares das variáveis (*e.g.* correlação entre o produto Y_1Y_2 e a terceira variável Y_3).
Os tipos exemplificados de variabilidade são importantes quando associados a mecanismos físicos entendíveis e são úteis em modelos conceptuais da variabilidade climática não-Gaussiana e não linear. Além disso são totalmente indetetáveis por métodos otimizados para o 'Mundo Gaussiano das distribuições' tais como as técnicas de valores próprios (Eigen-Value Techniques), PCA, SSA, MSSA, CCA, SDV, ANOVA etc. Além disso, há outros dois problemas na sua deteção: a não-Guassianidade é baixa como atrás referido e a dimensão dos vetores aleatórios é elevada com manifestação da chamada 'maldição da dimensão' (*Curse of dimensionality*, (Bocquet *et al.*, 2010; Pires (2013)), que mostra que a maior parte da probabilidade (*massa*) ocorre em zonas raras (*quase vazias*) do espaço de acontecimentos (*Universo*).
Portanto a procura de variabilidade não-Gaussiana significativa em distribuições estatísticas quase-Gaussianas de elevada dimensão é difícil e precisa de recorrer a técnicas de otimização não-linear, necessárias para analisar quais as projeções das distribuições multivariadas em que tal variabilidade mais se manifesta. Um exemplo é o da Análise de Componentes Independentes (linear e não linear): ICA e NLICA (Hyvärinen, A.; Oja, 2000).

2. INFORMAÇÃO MÚTUA GAUSSIANA E NÃO GAUSSIANA

Para avaliar a 'intensidade' das díadas e tríadas não-Gaussianas é preciso recorrer a uma medida: a Informação Mútua (Mutual Information – MI) que é um conceito da Teoria da Informação (Cover e Thomas, 1991), consistindo numa espécie de correlação generalizada que mede o grau de dependência estatística, não só entre duas mas entre um conjunto arbitrário de N variáveis aleatórias: $Y_1, Y_2, \ldots, Y_N$ e que tem a boa vantagem conceptual de ser invariante para quaisquer transformações bijetivas (homemorfismos) dessas variáveis (e.g. transformar a variável no seu cubo: $Y_1 \rightarrow Y_1^3$), o que não se passa por exemplo com a correlação linear de Pearson. A MI é

uma quantidade positiva (nula *sse* todas as variáveis forem independentes) e define-se a partir de um valor médio (esperança) no espaço de probabilidade multivariado na forma:

$$I(Y_1,...,Y_N) \equiv E\left[\log\left(\rho_{\vec{Y}} / \prod_{i=1}^{N} \rho_{Y_i}\right)\right] \quad (1)$$

onde surge a PDF conjunta e as N PDFs marginais. A MI 'pesa' todo o tipo de dependência estatística linear e linear e decompõe-se na soma de duas parcelas positivas: a MI Gaussiana e a não-Gaussiana (Pires e Perdigão, 2007, 2012)

$$I_g(Y_1,...,Y_N) \equiv -\tfrac{1}{2}\log(\det \mathbf{C}_g)$$
$$I_{ng}(Y_1,...,Y_N) \equiv J(Y_{g1},...,Y_{gN}) \equiv H_g(Y_{g1},...,Y_{gN}) - H(Y_{g1},...,Y_{gN}) \quad (2)$$

onde $Y_{g1},...,Y_{gN}$ são transformações de cada variável em Gaussianas *standard* N(0,1) por anamorfose Gaussiana (Stephenson *et al.*, 2004), $\mathbf{C}_g$ é a sua matriz de correlação e J é a negentropia (excesso de entropia de Shannon (H) que a PDF Gaussiana com mesma média e matriz de covariância tem em relação à PDF conjunta). No caso da distribuição conjunta Gaussiana, $I=I_g$ e as correlações igualam as correlações Gaussianas (correlações entre variáveis Gaussianizadas intervenientes em $\mathbf{C}_g$). Se além disso, o número de variáveis é N=2, I=-(1/2)log[1-$cor(Y_1,Y_2)^2$].
No caso N=2 e díadas não-Gaussianas, as variáveis Y_1,Y_2 são descorrelacionadas, levando a det($\mathbf{C}_g$)~1, e portanto a informação mútua vem praticamente reduzida à sua componente não-Gaussiana: $I \sim I_{ng}$ com a presença de correlações não lineares.

3 INFORMAÇÃO DE INTERAÇÃO

O vetor aleatório ($Y_1,Y_2,\ldots,Y_N$) pode ser muito extenso. Em particular, pode representar o conjunto dos nodos de uma rede complexa de variáveis espacialmente distribuídas (e.g. geofluido, cérebro, internet) (Donges *et al.*, 2009) que interagem entre si por algum mecanismo determinista ou estocástico, a que estão associadas informações mútuas bivariadas (N=2) ponto-a-ponto, entre nodos, com ou sem atraso temporal. Todavia a interatividade não se reduz a conexões ponto-a-ponto podendo haver o surgimento de sinergias entre 3 variáveis independentes duas a duas, as chamadas tríadas perfeitas em que:

$$I_2(Y_1,Y_2,Y_3) \equiv I(Y_1,Y_2) + I(Y_1,Y_3) + I(Y_2,Y_3) = 0$$
$$I(Y_1,Y_2,Y_3) > 0 \quad (3)$$

Os exemplos mais simples de tríadas perfeitas são os casos de variáveis Booleanas $Y_1,Y_2,Y_3 \in$ {Verdadeiro,Falso} independentes, igualmente distribuídas (*iid*) e tal que $Y_3 = Y_1 \oplus Y_2$ (Disjunção Exclusiva) ou $Y_3 = Y_1 \Leftrightarrow Y_2$ (Equivalência Booleana) nos quais $I(Y_1,Y_2,Y_3)$=log(2). De igual modo podem definir-se sinergias entre conjuntos com maior número de variáveis (e.g. quartetos e quintetos), com relevância evidente em sociologia, biologia, ecologia etc. A avaliação da sinergia entre variáveis é dada pela informação de interação (interaction information ITI), introduzida para o caso N=3 por McGill (1954) e generalizada para N por Jakulin and Bratko (2003). A ITI triádica é definida por:

$$I_3(Y_1,Y_2,Y_3) = I(Y_1,Y_2,Y_3) - I_2(Y_1,Y_2,Y_3) \quad (4)$$

e representa a quantidade de informação que não é devida a interações diádicas, devidas a pares de variáveis.
No caso de variáveis discretas *iid* em que Y_1,Y_2,Y_3 podem assumir S valores (símbolos) com igual probabilidade 1/S, as tríadas perfeitas correspondem a uma relação em que qualquer variável é uma função bem definida das outras duas (e.g. $Y_3=L_S(Y_1,Y_2)$), satisfazendo às propriedades dos Quadrados Latinos em que qualquer coluna ou linha do quadrado contem a totalidade dos S símbolos sem repetição, tal como o jogo do Sudoku para S=9. A ITI vale log(S). A própria tabela de verdade das operações lógicas Booleanas atrás referidas é um quadrado latino de S=2 símbolos.
Um exemplo de tríada perfeita Y_1,Y_2,Y_3 entre variáveis contínuas com distribuições marginais uni e bivariadas Gaussianas *standard* é:

$$Y_1,Y_2,W \sim N(0,1) \;:\; Y_3 = |W| \,\mathrm{sgn}(Y_1Y_2) \quad (5)$$

Os sinais das variáveis satisfazem a um Quadrado Latino de 2 símbolos: sgn(Y_3)=sgn(Y_1Y_2), razão pela qual I(Y_1,Y_2,Y_3)=log(2). A forma da PDF de Y_1,Y_2,Y_3, associada a esta relação é dada na Figura 1 através da iso-superfície ρ=0.001, mostrando que a probabilidade está concentrada e vale 1/4 em cada um dos octantes (+++), (+--), (-+-) e (--+) de (Y_1,Y_2,Y_3). Esta distribuição quadrimodal trivariada é não-Gaussiana, sendo um exemplo do teorema que diz que tríadas perfeitas têm PDFs necessariamente não-Gaussianas.

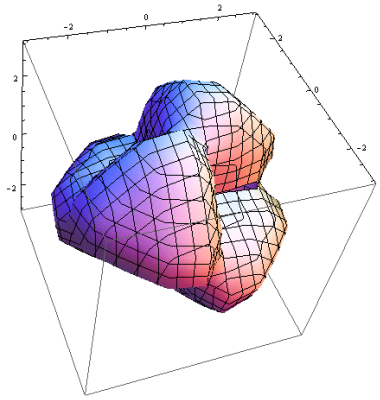


***Figura 1* – Iso-superfície ρ=0.001 da PDF correspondente à tríada perfeita descrita pela relação (5).**

4 NÃO-GAUSSIANIDADE DA VARIABILIDADE LENTA DA ATMOSFERA

Por forma a simular a variabilidade lenta da atmosfera produziu-se uma corrida de 1 milhão de dias de um modelo quase-geostrófico a 3 níveis, espetral em harmónicas esféricas e truncatura triangular T21, adaptado de Marshall e Molteni (1993). As equações da vorticidade potencial quase-geostrófica do modelo são forçadas com campo constante de forçamento de inverno no Hemisfério Norte, calculado a partir de médias residuais de tendências obtidas das reanálises do ECMWF. O modelo tem sido usado na reprodução de regimes de tempo, estudos de predictabilidade e não-Gaussianidade (Peters *et al.*, 2012). Para obter a LFV, filtrar a variabilidade rápida de escala sinóptica e comprimir a variância, fez-se uma PCA das séries temporais do vetor constituído pelas médias móveis de 30 dias das componentes espetrais das funções de corrente nos 3 níveis. A dimensão desse vetor é 1518.

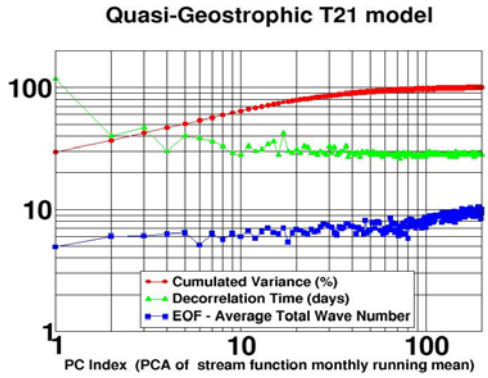


***Figura 2* – Fração de variância explicada acumulada até cada PC, número de onda total médio de cada EOF e tempo de descorrelação de cada PC.**

A figura 2 mostra o gráfico da fração de variância explicada acumulada até à PC de ordem k=1,…,200, por ordem decrescente de

variância explicada. Verifica-se que as primeiras 10, 20, 30 PCs explicam respetivamente 67%, 80% e 90% da variância total. De modo a associar uma escala espacial e temporal típica a cada PC, calculou-se o valor médio do número de onda total (das harmónicas esféricas) de cada função empírica ortogonal (EOF) e ainda o tempo típico de descorrelação da função de auto-correlação, ambos na Figura 2. Assim, as primeiras PCs da LFV do modelo são de escala planetária (4000-10000 km) e tempos de descorrelação entre 30-100 dias. Além disso calculou-se a negentropia de cada PC (Figura 3) que mostra que as PCs dominantes são as mais não-Gaussianas enquanto que as da cauda do espetro próprio de variância se comportam como médias móveis de ruídos brancos Gaussianos. Portanto a não-Gaussianidade situa-se essencialmente nas escalas lentas planetárias.
Para obter uma amostra de dados *iid* considerou-se uma série de N_{dof}=12500 dados com separações de 80 dias a partir da amostra de 1 milhão de dias.

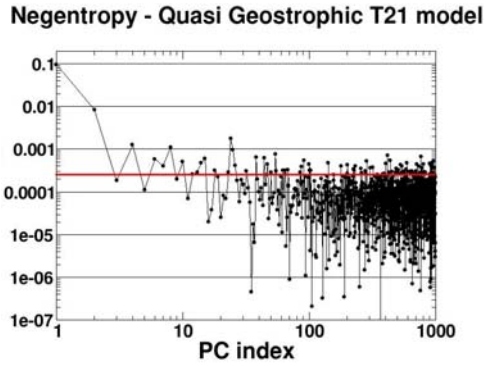


***Figura 3* – Negentropia de cada PC em nats. Assinala-se o nível (~0.0002), ao qual é rejeitada, com nível de significância 5%, a hipótese nula de que a variável aleatória amostrada tem distribuição Gaussiana.**

A informação mútua bivariada entre pares de PCs da LFV foi calculada e mostrada no gráfico de barras da Figura 4. Valores (não) significativos ao nível de significância 5% são marcados com cor (escura) clara. Devido à descorrelação por construção das PCs, a MI é praticamente apenas formada pela parte não-Gaussiana. Os maiores valores observam-se para PCs de variância dominante e escala planetária até ordem ~20. O maior valor de MI (~0.0472 *nats*), observa-se para o par (PC_1,PC_7) cuja PDF bivariada conjunta de PCs Gaussianizadas *standard* se mostra na Figura 5 onde é evidente deformação das isolinhas da PDF com existência de 3 linhas radiais de crista. A PDF é calculada a partir de estimador *kernel* Gaussiano (Silverman, 1986) e o integral da MI é estimado com a fórmula da quadratura de Gauss.

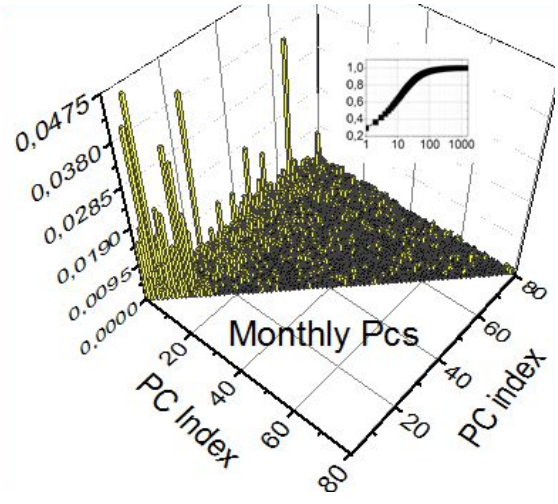


***Figura 4* – Informação mútua entre pares de PCs. Valores significativos com nível de confiança 95% são marcados a cor clara.**

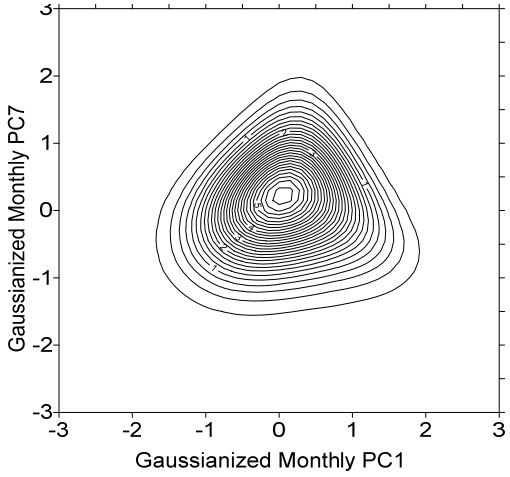


***Figura 5* – Contornos da PDF conjunta de (PC_1,PC_7) marginalmente Gaussianizadas *standard*. O intervalo entre contornos é 0.2.**

4 OTIMIZAÇÃO DE TRÍADAS DOMINANTES

Foram estimadas as informações mútuas (MI), bem como a informação de interação (ITI) em tríadas de PCs. Como esperado, os maiores valores ocorreram, tal como na MI bivariada, nas PCs de variância dominante e escala planetária. Para variáveis descorrelacionadas como as PCs, a parte dominante da MI e ITI é a parte não-Gaussiana ou seja

$$I(Y_1,Y_2,Y_3) \sim I_{2ng}(Y_1,Y_2,Y_3) + I_{3ng}(Y_1,Y_2,Y_3) \quad (5)$$

com preponderância da parcela diádica I_{2ng} (~70% de MI ou mais), associada a correlações não lineares entre PCs. Desse modo, não se verificam as condições de tríadas perfeitas, ou pelo menos quase, em que se pretende um domínio da parcela de informação de interação triádica I_{3ng}.
Como tal foi necessário desenvolver um método de otimização de tríadas com maximização de I_{3ng}. Como tal calcularam-se séries temporais do vetor das primeiras N_{rot} PCs normalizadas, aqui representado por $\mathbf{X}_u$. Considerou-se então um vetor de variáveis rodadas $\mathbf{Y}=\mathbf{R}\,\mathbf{X}_u$ com dimensão N_{rot} onde $\mathbf{R}$ é uma matriz arbitrária ortogonal ($\mathbf{R}^{-1}=\mathbf{R}^T$) de rotação. As primeiras 3 componentes de $\mathbf{Y}$ são as variáveis Y_1,Y_2,Y_3 para as quais se pretende maximizar $I_{3ng}(Y_1,Y_2,Y_3)$. As rotações no espaço a N_{rot} dimensões são caracterizadas por um conjunto de ângulos de Euler em número $N_{ang}=N_{rot}(N_{rot}-1)/2$. Estes ângulos são os ângulos de rotação em torno de cado plano coordenado gerado por duas PCs normalizadas arbitrárias. Por exemplo para N_{rot}=3, há os 3 ângulos de Euler que caracterizam qualquer rotação de um objeto tridimensional. A matriz $\mathbf{R}$ é então o produto matricial de N_{ang} matrizes de rotação de ângulos α_i (i=1,…,N_{ang}) nesses planos, cada uma com entradas (sin α_i, cos α_i; -cos α_i, sin α_i) nas componentes de cada plano de rotação. A projeção da PDF nas primeiras 3 variáveis rodadas corresponde a um certo valor $I_3(Y_1,Y_2,Y_3)$ a maximizar. O problema é em tudo idêntico ao de procurar a maneira de rodar um objeto (neste caso a PDF conjunta) de modo que a sua projeção, isto é a sua observação, satisfaça a um certo critério. Esta metodologia é idêntica à adotada na ICA, ao procurar variáveis rodadas de máxima negentropia marginal. A implementação operacional do funcional I_3 em função do vetor de ângulos de Euler é extremamente difícil porque exigiria uma estimativa da PDF conjunta num espaço de elevada dimensão, seguida do cálculo da PDF projetada trivariada e ainda da ICI. Como tal, e para simplificar, em vez da maximização direta de I_3, optou-se pela maximização de uma função simuladora $F(Y_1,Y_2,Y_3)[\mathbf{R}]$ (*proxy functional*) de I_3, muito melhor tratável e que tenha máximos locais para rotações próximas das que maximizam I_3. Além disso F deve exprimir-se em função dos ângulos de Euler e de momentos estatísticos (esperanças de monómios) pré-calculados entre as componentes de $\mathbf{X}_u$.

A forma mais simples desse funcional é a que simula um quadrado Latino de 2 símbolos, no qual se observa uma correlação máxima entre o produto de duas variáveis e a terceira: cor(Y_1Y_2, Y_3), a qual é nula se a distribuição conjunta for Gaussiana. Dado que as variáveis são normalizadas, aproximamos essa correlação pela média $F(Y_1,Y_2,Y_3)[\mathbf{R}] = E(Y_1Y_2Y_3)$.

O máximo é obtido pelo método Quase-Newton de descida contra o gradiente de $-E(Y_1Y_2Y_3)$ em relação aos N_{ang} ângulos a partir de um primeiro *guess* desses vetores. Dada a existência de vários máximos locais de $E(Y_1Y_2Y_3)$, alguns deles triviais, devido às simetrias de $F(Y_1,Y_2,Y_3)[\mathbf{R}]$ em relação às variáveis independentes Y_1,Y_2,Y_3, testaram-se vários primeiros *guesses* da maximização. Foi então tomado o máximo dos máximos locais de $F(Y_1,Y_2,Y_3)[\mathbf{R}]$ como a melhor tríada, a chamada tríada dominante.

Na figura 6, mostram-se os valores de cor(Y_1Y_2,Y_3), $I(Y_1,Y_2,Y_3)$, $I_2(Y_1,Y_2,Y_3)$ e $I_3(Y1,Y_2,Y_3)$ para as tríadas dominantes para cada valor de N_{rot} no intervalo [3,20]. Como esperado, à medida que aumenta a dimensão N_{rot} do espaço de procura, aumenta cor(Y_1Y_2,Y_3) e $I_3(Y1,Y_2,Y_3)$ e em consequência também $I(Y1,Y_2,Y_3)$. Os valores de $I_2(Y_1,Y_2,Y_3)$ não variam significativamente, podendo até pontualmente diminuir. Nota-se que quando são incluídas certas PCs no espaço de procura (e.g. PC_7 e PC_8), o valor do funcional acusa uma variação significativa. Na figura 6, Y_1,Y_2,Y_3 são representados por X,Y,Z.

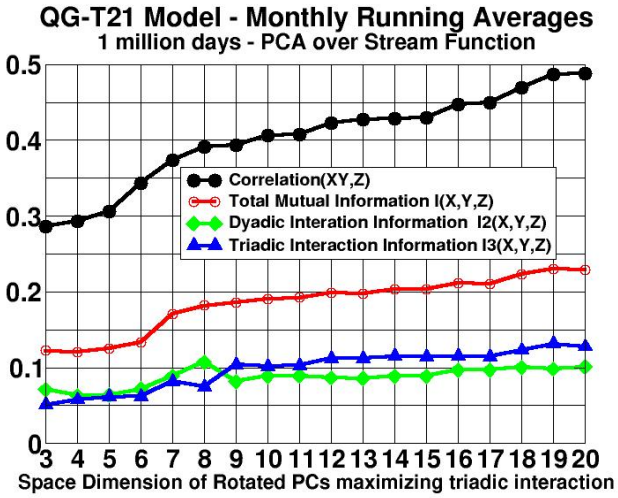


***Figura 6* – Valores de cor(Y_1Y_2,Y_3), $I(Y_1,Y_2,Y_3)$, $I_2(Y_1,Y_2,Y_3)$ e $I_3(Y1,Y_2,Y_3)$ para as tríadas dominantes para cada valor de N_{rot} no intervalo [3,20] para o modelo quase-geostrófico.**

Tal como na Figura 1, mostra-se na Figura 7, a iso-superfície 0.001 da PDF conjunta referente à tríada dominante para N_{rot}=8 e N_{rot}=20. Nota-se uma semelhança com a forma da PDF da tríada perfeita da Figura 1, consistindo esta numa maneira de visualizar uma tríada através da PDF tridimensional.

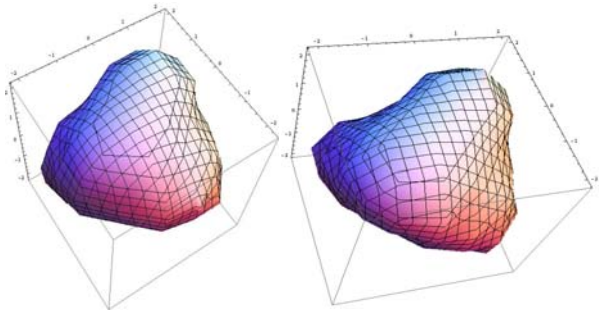


Figura 7 – Iso-superfície ρ=0.001 da PDF correspondente às tríadas dominantes em espaços de dimensão N_{rot}=8 e N_{rot}=20, à esquerda e direita respetivamente.

5 TRIADAS DOMINANTES NO CAMPO DA VARIABILIDADE INTERANUAL DA TEMPERATURA DO OCEANO GLOBAL

No sentido de encontrar teleconexões triádicas no oceano global, procedeu-se à utilização do método explicado na secção 4 e aplicou-se ao campo da temperatura da superfície do mar (SST). Para tal recorreu-se à base dados mensais da SST do *Goddard Institute for Space Studies*: NASA GISS no período 1880-2012. Consideraram-se apenas as séries com a totalidade de dados sem falhas neste período. De seguida calcularam-se médias móveis com um ano de amplitude e retirou-se a tendência linear de todas as séries pontuais. Executou-se uma PCA e calcularam-se PCs. A fração acumulada de variância explicada surge na Figura 8 em que as primeiras 10 PCs explicam cerca de 65% da variância total. O primeiro modo (EOF) é fortemente projetado no 'El Niño', os modos seguintes até ao décimo projetam-se nas bacias Pacífica Norte e Sul e Atlântica Norte e Sul, sendo visíveis assinaturas do padrão da Oscilação Multidecadal do Atlântico e Pacífico (não mostrado).

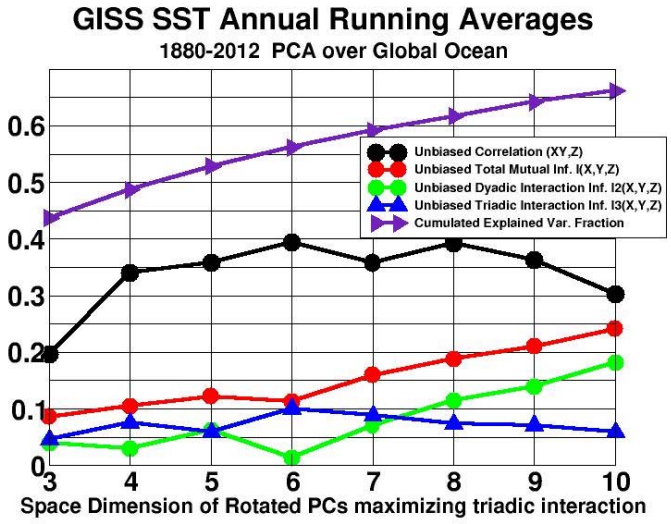


***Figura 8* – Valores de cor(Y_1Y_2,Y_3), $I(Y_1,Y_2,Y_3)$, $I_2(Y_1,Y_2,Y_3)$ e $I_3(Y1,Y_2,Y_3)$ para as tríadas dominantes para cada valor de N_{rot} no intervalo [3,10] para o campo da SST global.**

Neste caso, o tamanho das séries é da ordem de 650, mas com um número de graus de liberdade temporais da ordem ou inferior a N_{dof}=150, devido à auto-correlação serial, o que é muito menor que no caso das amostras no modelo quase-geostrófico. Por isso, todas as estatísticas tiveram de ser ajustadas com vista a ser-lhes retirados os viéses positivos devidos ao reduzido tamanho relativo das séries e ao efeito de '*overfitting*' ou sobre-ajustamento devido à liberdade de escolha dos parâmetros, neste caso, ângulos de Euler. Foi considerado um valor equivalente $N_{dof}' = N_{dof} - N_{ang}$ de graus de liberdade.

Foram calculados, tal como para o modelo quase-geostrófico, cor(Y_1Y_2,Y_3), $I(Y_1,Y_2,Y_3)$, $I_2(Y_1,Y_2,Y_3)$ e $I_3(Y1,Y_2,Y_3)$ para as tríadas dominantes no espaço das N_{rot} PCs normalizadas da SST, até N_{rot}=10, com resultados sintetizados na Figura 8. Os resultados são desenviesados admitindo N_{dof}' graus de liberdade. A tríada estatisticamente mais robusta e que evidencia maior valor de cor(Y_1Y_2,Y_3) ajustado (~0.40), corresponde a N_{rot}=6. As séries temporais das correspondentes PCs rodadas vêm no gráfico da Figura 9. Notam-se como esperado as seguintes situações predominantes em termos de oscilações: 1) todas as variáveis na fase positiva ou 2) duas das variáveis em fase negativa e uma em oposição na fase positiva.

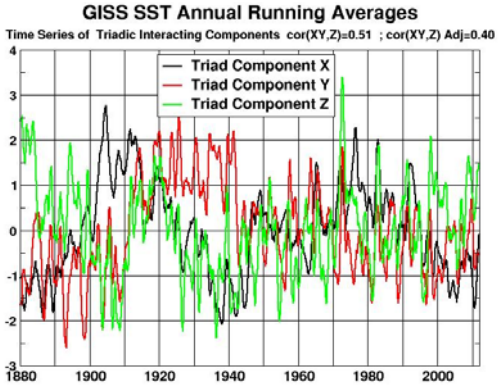


***Figura 9* –Séries temporais das componentes da tríada dominante do campo da SST, mais robusta estatisticamente.**

Os campos dos padrões espaciais que multiplicam as variáveis Y_1,Y_2,Y_3 vêm mostrados na figura 10 e projetam-se especialmente em zonas de grandes correntes, principalmente as das correntes frias. Nos gráficos das Figuras 9 e 10, X,Y,Z correspondem a Y_1,Y_2,Y_3 no texto.

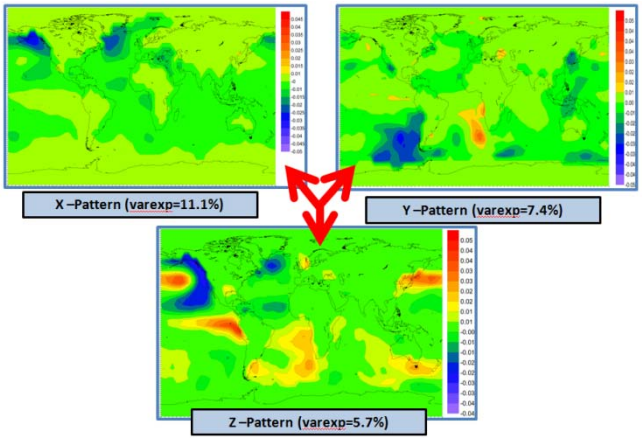


***Figura 10* –Padrões espaciais das componentes da tríada dominante do campo da SST, mais robusta estatisticamente.**

Os 3 padrões explicam a totalidade de 24% da variância, o que é significativo em termos da projeção da interação triádica na variabilidade da SST global. O padrão espacial da série Y_1 está especialmente projetada nas zonas da corrente do Alaska e do Labrador; na zona das correntes frias de Benguela e Perú para o padrão da série Y_2 e nas zonas da corrente da Califórnia e da corrente Equatorial Sul (zona do El Niño) para o padrão da série Y_3. Os padrões dominantes de fase temporal, associados à correlação positiva entre Y_1Y_2 e Y_3 são: (+++), (+--), (-+-) e (--+), o que é visível no gráfico das 3 séries (Figura 9). A explicação de um mecanismo possível desta interação resta ainda um pouco especulativo e sai fora do âmbito deste trabalho.

6 CONCLUSÕES

As variáveis que caracterizam a variabilidade lenta da atmosfera e oceano exibem distribuições de probabilidade multivariadas com valores baixos de não-Gaussianidade, quando comparados as de sistemas caóticos de baixo número de variáveis. A não-Gaussianidade manifesta-se especialmente nas escalas planetárias e temporais longas superiores a 1 mês.

A organização da variabilidade em distribuições não-Gaussianas é muito mais variada e 'exótica' que nas distribuições de probabilidade Gaussianas. Tal permite extrapolar o conceito de teleconexão para situações em que variáveis estão descorrelacionadas linearmente embora o estejam não linearmente, o que acontece nas chamadas díadas não-Gaussianas. Outra possibilidade é o surgimento de tríadas não-Gaussians em que três variáveis descorrelacionadas ou mesmo independentes duas a duas, podem ser dependentes quando vistas as três em simultâneo. Um exemplo é o da correlação entre o - produto de duas variáveis - e uma terceira variável, o que corresponde numa versão discretizada a uma relação do tipo Quadrado Latino de 2 símbolos. Este tipo de interatividade ou sinergia global é mesmo generalizável a mais variáveis (quartetos e quintetos) e é quantificável pela informação de interação que elimina na sua definição a contribuição das interações entre subconjuntos de variáveis.

No entanto a manifestação de sinergias com valores significativos em distribuições quase-Gaussianas de elevada dimensão exige métodos de otimização não linear no espaço das projeções (ou das rotações).

Desenvolveu-se por isso um método de otimização no espaço dos ângulos de Euler para maximizar uma função simuladora da informação de interação, neste caso a média do produto de 3 variáveis descorrelacionadas entre si.

O método foi aplicado a um modelo quase-geostrófico usado na simulação da variabilidade lenta da atmosfera no Inverno setentrional com escalas de tempo superiores a um mês ou mais bem como à variabilidade interanual da SST do oceano global. Registaram-se neste caso, tríadas dominantes com correlação triádica de ~40%. Os padrões de cada variável interveniente projetam-se em zonas, especialmente das correntes frias, o que indica a presença de variabilidade climática não-Gaussians e não linear nessas zonas.

7 REFERÊNCIAS

Bocquet, M.; Pires, C.; Lin, W. Beyond Gaussian Statistical Modeling in Geophysical Data Assimilation. Mon. Wea. Rev. 2010, 138, 2997-3023. DOI: 10.1175/2010MWR3164.

Cover, T.M.; Thomas, J.A. Elements of Information Theory; John Wiley & Sons, Inc.: New York, NY, USA, 1991

Donges, J.F.; Zou, Y.; Marwan N.; Kurths J. 2009. Complex networks in climate dynamics. The European Physical Journal Special Topics. Volume 174, Issue 1, pp 157-179

Hyvärinen, A.; Oja, E. Independent Component Analysis: Algorithms and Application, *Neural Networks*, **2000**, 13(4-5),411-430.

Jakulin, A.; Bratko, I.; 2004. Quantifyingand Visualizing Attribute Interactions:An Approach Based on Entropy. arXiv:cs/0308002v3 [cs.AI], 2 Mar 2004.

Marshall J, Molteni F, 1993: " Toward a Dynamical understanding of Planetary-Scale Flow Regimes". *J. Atoms. Sci.*, 50, 1792-1818.

McGill WJ, 1954, "Multivariate information transmission". *Psychometrika*, 19, 97-116.

Peters, J. M.; Kravtsov S.; Schwartz, T. Predictability associated with nonlinear regimes in an atmospheric model. *J. Atmos. Sci.*, **2012**, DOI: http://dx.doi.org/10.1175/JAS-D-11-0168.1

Pires CA, Perdigão RAP, (2007): "Non-Gaussianity and asymmetry of the winter monthly precipitation estimation from the NAO". *Mon. Wea. Rev.* 135(2): 430-448.

Pires, C.A.L.; Perdigão, R.A.P. Minimum Mutual Information and Non-Gaussianity Through the Maximum Entropy Method: Theory and Properties. Entropy **2012,** 14**,** 1103-1126. doi:10.3390/e14061103 (http://www.mdpi.com/1099-4300/14/6/1103)

Pires C.A.L (2013) Compreender o Clima, uma aventura pelos Paradigmas da Modelação *in* Matemática do Planeta Terra, Fernando Pestana da Costa, João Teixeira Pinto e Jorge Buescu (eds), IST Press, **ISBN:** 978-989-8481-26-9, 562 pp, 99-139

Silverman, B.W. (1998). *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*. London: Chapman & Hall/CRC. p. 48. ISBN 0-412-24620-1

Stephenson, D. B.; Hannachi, A.; O'Neill, A. On the existence of multiple climate regimes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* **2004**, 130, 583–605.

Strounine, K.; Kravtsov, S.; Kondrashov, D.; Ghil, M. Reduced models of atmospheric low-frequency variability: Parameter estimation and comparative performance. *Physica D* **2010**, 29, Issue 3-4. 145-166 DOI: 10.1016/j.physd.2009.10.013.

Sura P.; Newman, M.; Penland C.; Sardeshmuck, P. Multiplicative Noise and Non-Gaussianity: A Paradigm for Atmospheric Regimes? *J. Atmos. Sci.*, **2005**, 62, 1391–1406.

Stephenson, D. B.; Hannachi, A.; O'Neill, A. On the existence of multiple climate regimes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* **2004**, 130, 583–605.

Trabalho executado no âmbito do projeto FCT PTDC/GEO-MET/3476/2012: "Avaliação da Predictabilidade e hibridação de Previsões sazonais de seca na Europa Ocidental – PHDROUGHT"

Simulações Numéricas sobre a Formação e Evolução de Nevoeiros na Região Alentejo
Numerical Simulations of Fog Formation and Evolution in Alentejo Region

C. Policarpo[(1)], R. Salgado[(2)], M. J. Costa[(3)]
[(1)] Universidade de Évora, Centro de Geofísica de Évora, Rua Romão Ramalho 59, Évora, carlos.am.policarpo@gmail.com
[(2)] Universidade de Évora, Centro de Geofísica de Évora, Rua Romão Ramalho 59, Évora, rsal@uevora.pt
[(3)] Universidade de Évora, Centro de Geofísica de Évora, Rua Romão Ramalho 59, Évora, mjcosta@uevora.pt

SUMMARY

The effect of fog on human life was recognized in the early ages of mankind but its impact has significantly increased during recent decades due to increasing air, marine, and road traffic. In fact, the financial and human losses related to fog and low visibility became comparable to the losses from other weather events, e.g., tornadoes or, in some situations, even hurricanes, mainly, because they occur more frequently. For example, in aviation a fog phenomenon often cause delays, diversions or cancellations that have various impacts on society, mainly economic impacts.
As visibility is one of the most difficult weather variables to predict, its understanding becomes very important. The fog formation involves several processes, such as cloud physics, aerosols chemistry, radiation, turbulence, the large and small scale dynamics and surface conditions, including water bodies, topography, vegetation and soil type. High moisture, condensation nuclei and cooling process are the conditions for its formation. Often occurs in atmospheric stability situations during clear sky nights and with light to calm wind. It can be enhanced if air pollutants are present.
Therefore, numerical simulations of fog events in Alentejo Region are presented, using capabilities of MESO -NH (Non-Hydrostatic Mesoscale Model) model.
Surface observations of the Air Base No. 11 weather station in Beja were used in the model validation as well as Remote Sensing data from the satellite METEOSAT-10.
Visual analysis of meteorological patterns observed by satellite and modeled with the Meso-NH provides a good approximation, and also there is a satisfactory correspondence between data obtained by meteorological observation at Air Base No. 11 and the analogous model point.

1. INTRODUCTION

Goals

To improve the knowledge about the formation and evolution of fog in Alentejo region using the non-hydrostatic mesoscale atmospheric model, Meso-NH as essential tool.

To make a study on the Beja Air Base, to provide a new perspective for fog analysis and forecast, and a possible tool for aviation safety, contributing to support the investigation of accidents.

2. DATA AND METHODS

Surface Observations

For this work the following data were used: synoptic observations from IPMA (Instituto Português do Mar e da Atmosfera) stations (Portalegre, Évora, Sines and Beja), aeronautical observations from Beja Air Base (Portuguese Air Force) and water quality observations in Alqueva Reservoir from EDIA (Empresa de Desenvolvimento e Infra-estrururas do Alqueva) stations (Alqueva and Mourão).

Remote Sensing

In this work Geostationary Satellite images from SEVIRI sensor (METEOSAT_10 – EUMETSAT) and Polar Orbit images from MODIS sensor (TERRA & AQUA – NASA) were also used.

Numerical Model

To perform numerical simulations, the non-hydrostatic mesoscale model, MESO-NH (Lafore et. al., 1998) from METEO FRANCE was used, with two nested grids with 3 and 1 km resolution (see figure 1 and table 1).

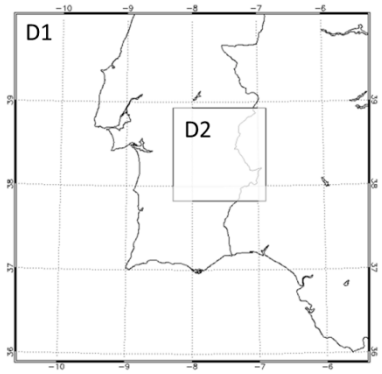


Figure 1 **- Model Domains.**

Table 1 - configuration of simulations

Domain	D1	D2
Discretization	Nx = Ny = 150 Dx = Dy = 3 km	Nx = Ny = 120 Dx = Dy = 1 km
	Nz = 55 Dz (5 m) = 10 m; Dz (500 m) = 50 m; Dz (5 km) = 650 m; Dz (25 km) = 2000 m	
	Dt = 6 s	Dt = 2 s
Central Point	Lat: 38° 00' N; Lon: 008° 00' W	Lat: 38° 22' N; Lon: 007° 36' W
Surface-Atmosphere interactions "SURFEX"	ISBA "basic" TEB "basic" SEA_FLUX "basic" Flake	
Physics schemes	Radiation: ECMWF Turbulence: BL89 (1DIM) Clouds Microphysics: ICE3 No Convection Scheme	
Horizontal visibility	Kunkel (1984)	
Initial and forcing fields	ECMWF analysis (6 hours)	

3. DATABASES

In order to apply the soil-vegetation-atmosphere schemes in Meso-NH Model, parameterizations of the ground-water masks, soil characteristics and vegetation location were required.

In Meso-NH, physiographic fields are created from global databases (see table 2) for a realistic and detailed description of surface.

Table 2 - Databases for physiographic fields

Type of Data	Databases
Surface cover	ECOCLIMAP_v2.0
Orography	GTOPO30
Clay Fraction	CLAY_HWSD_MOY
Sand Fraction	SAND_HWSD_MOY

Alqueva Reservoir and others lakes in region, aren't well represented in ECOCLIMAP database, and some changes were made in water body surfaces of this database (see figure 2).

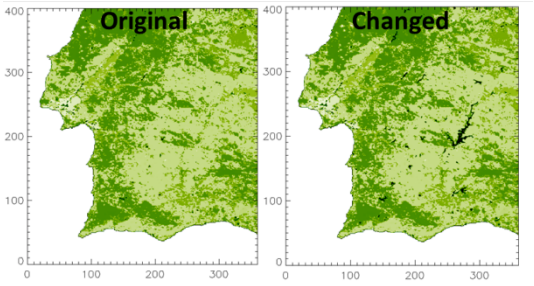


***Figure 2* - ECOCLIMAP changes (black areas means added water surfaces).**

4. Results

Several cases were analyzed in this work. Here, will be shown two case studies, one at winter and other at summer.

Winter Case Study (2012-12-23)

There was a situation of radiation fog in this case, with great influence of the topography.

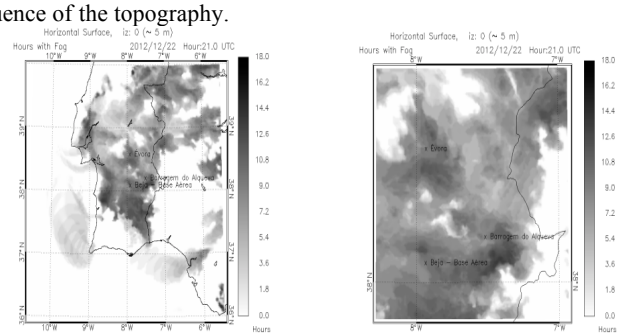


***Figure 3* - "Number of hours with fog" simulated for two Domains, between 21:00 and 15:00 UTC, at the first level of model (5 m).**

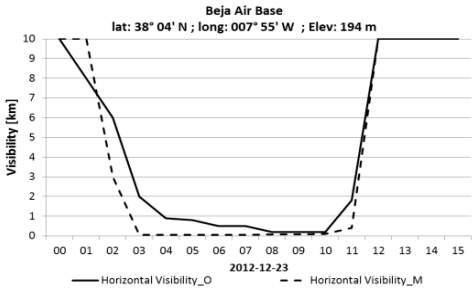


Figure 4 - Comparison between observed horizontal visibility in Beja Air base and its analogous model point modeling.

Summer Case Study (2013-07-18)

There was an advection fog situation in this case, with some influence of the topography again, especially on Weast Coast.

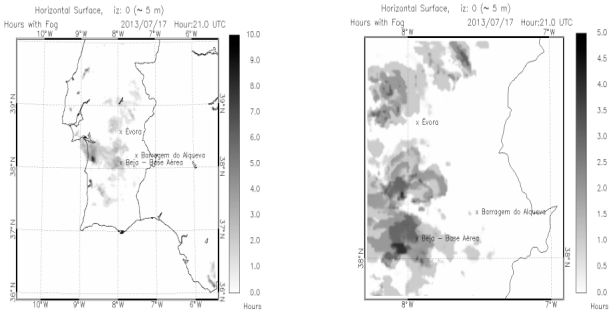


***Figure 5* - "Number of hours with fog" simulated for two Domains, between 21:00 and 12:00 UTC, at the first level of model (5 m).**

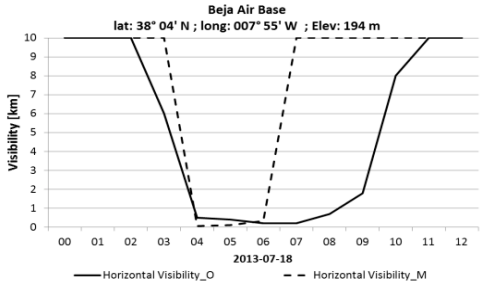


Figure 6 - Comparison between observed horizontal visibility in Beja Air base and its analogous model point modeling.

5. CONCLUSION

A good approximation was obtained between the observed and the modeled situations. The model is able to reproduce the main patterns observed, but there was an underestimation in low cloud representation after fog dissipation, particularly in summer cases.

This Model allows a good description of these events and permits the identification of orographic and surface cover effects in meteorological analyses and forecasts of fog formation and its evolution. It is a good tool that can be used in more Case Studies in future works.

6. REFERENCES

Gultepe, I. et al. (2007). Fog Research: A Review of Past Achievements and Future Perspectives. Pure appl. Geophys., **164**, pp. 1121-1159.

Lafore, J. et al. (1998): The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part 1: Adiabatic Formulation and Control Simulation, Ann. Geophys., **16**, pp. 90-109.

Masson, V. et al. (2003). A global database of land surface parameters at 1 km resolution for use in meteorological and climate models, J. of Climate, **16**, pp. 1261-1282

Masson, V. et al. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. Geosci. Mod Dev., **6**, pp. 929–960.

Salgado, R. & Le Moigne, P. (2010). Coupling of the flake model to the SURFEX externalized Surface model. Boreal environment research, **15**, pp. 231–244.

METOFFICE (1996). Forecasters' Reference Book. METOFFICE, Bracknell, 277 p.

WMO/TD-No. 1390 (2007). Aviation Hazards. World Meteorological Organization, Geneve.

Avaliação do potencial eólico *onshore* na Península Ibérica simulado pelo CCLM
Assessing the onshore wind energy potential over Iberia simulated by CCLM

C. A. Rochinha[(1)], J. A. Santos[(1)], M. L. R. Liberato[(2,3)] e J. G. Pinto[(4,5)]
[(1)] CITAB, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 1013, Vila Real, jsantos@utad.pt
[(2)] Instituto Dom Luiz (IDL), Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal
[(3)] Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 1013, Vila Real, mlr@utad.pt
[(4)] Department of Meteorology, University of Reading, UK, j.g.pinto@reading.ac.uk
[(5)] Institute for Geophysics and Meteorology, University of Cologne, Cologne, Germany, jpinto@meteo.uni-koeln.de

SUMMARY

Wind energy use, mainly onshore grid-connected wind power generation, has a three decades long history in the Iberian Peninsula. With increasing attention being devoted to renewable energy sources in recent years, wind energy has become the focus of academic research and policymaking as far as energy systems are concerned. While the potential and advantages of wind energy are widely recognized, its distribution is not spatially homogeneous and not uniform throughout the year. Hence, it is vital to understand these spatial-temporal distributions for power system planning, since the identification of the most suitable locations is crucial for installing economically-viable wind farms. The present study focuses on the assessment of potential power output estimated from 10 m wind components simulated by a regional climate model (CCLM), driven by ERA40 reanalysis. Datasets are available on a grid with a high spatial resolution of about 20 km and over a 40-yr period (1961–2000). Several sites are selected for local-to-regional scale assessments. Results show that potential wind power is higher over northern Iberia, mostly in Cantabria and Galicia, while Andalucía and Cataluña record the lowest values. Regarding intra-annual variability, summer is by far the season with the lowest potential energy outputs generated by a wind turbine. Furthermore, the inter-annual analysis reveals an overall downward long-term trend over the 40-yr period, particularly in wintertime series.

1. INTRODUÇÃO

A Europa deverá enfrentar desafios significativos no século XXI. Esses desafios incluem, entre outros, as alterações climáticas, fornecimento energético e segurança energética. Há também um consenso, mundialmente estabelecido, sobre a necessidade de reduzir as emissões de gases com efeito de estufa em 50% a nível mundial até 2050. Contudo, estes 50% representam um corte de 80% no mundo industrializado. Além disso, a maior fatia das emissões de gases de efeito de estufa está relacionada com as indústrias de energia, sendo a energia essencial para o desenvolvimento socioeconómico e para melhorar a qualidade de vida da população de todo o mundo (eea, 2011). Dentro deste contexto, é altamente desejável diminuir a contribuição da geração de energia a partir de combustíveis fósseis e aumentar a produção a partir de fontes renováveis, tal como a eólica. Visto isto, urge um novo paradigma energético.

A produção de energia eólica está altamente relacionada com o clima, por ser largamente dependente da velocidade ou intensidade do vento, direção do vento predominante (rumo). Por este motivo, é também fortemente condicionada pela variabilidade do vento em todo o espetro temporal. As turbinas eólicas são capazes de extrair energia sobre uma banda limitada de velocidades do vento, geralmente entre 3 e 26 m s^{-1}. A velocidades de vento mais elevadas, com a finalidade de evitar danos causados pelos forças de ventos fortes, a sua produção é interrompida e o sistema automaticamente posiciona as pás para a posição de bandeira (ABB, 2011). De todas as tecnologias renováveis aplicadas à geração de eletricidade, a energia eólica ocupa o segundo lugar, apenas superada pela energia hídrica, em termos de capacidade instalada, e está a ter um rápido crescimento. Só na última década, essa capacidade passou dos 18 GW, em 2000, para os 282 GW, em 2012, sendo que esta tendência de crescimento irá continuar no futuro. Estima-se que em 2017 a capacidade instalada atinja os 718 GW (Vries, 2008). Os 282 GW de capacidade instalada, em 2012, produziram 459,9 TWh de energia elétrica, o que representou, nesse ano, mais de 10 % da produção elétrica renovável e 2,1 % da produção global (EDF, 2012). Relativamente ao seu ciclo de carbono, usando um valor conservador, uma turbina eólica salva cerca de 536 gCO_2e por kWh gerado. Isto significa que é necessária apenas 2,8 % da sua vida operacional, i.e. cerca de 8 meses, para que se evitem emissões de carbono suficientes para colmatar todo o carbono produzido durante o seu fabrico, construção, operação e, inclusive, desativação (eon-uk, 2010).

O principal objetivo deste estudo é avaliar o potencial de produção de energia eólica *onshore* sobre a Península Ibérica simulado por um modelo climático regional. A variabilidade interanual e intra-anual do potencial de produção de energia eólica também será estudada para um conjunto de regiões na Península Ibérica. Este estudo foi motivado pelo fato de a produção de energia renovável ser uma das apostas, mundialmente difundida, para enfrentar o combate às alterações climáticas. Com efeito, a própria produção a partir de energias renováveis nas próximas décadas será irreversivelmente afetada pelas alterações climáticas já em curso. A isto acresce o facto de existem poucos estudos nesta temática, principalmente para a Península Ibérica.

2. DADOS E MÉTODOS

A análise deste trabalho será feita através de dados obtidos a partir de projeções, efetuadas por modelos climáticos, para as componentes U e V do vento a 10 metros de altura com alta resolução espacial (0.20º latitude × 0.20º longitude). As projeções serão obtidas através de simulações com um modelo regional forçado por reanálises, que reproduzam as condições climáticas passadas. Neste estudo utilizar-se-ão dados obtidos pelo modelo regional COSMO-CLM (modelo não-hidrostático desenvolvido pelo Serviço Meteorológico Alemão; doravante CCLM) forçado pelas reanálises ERA-40 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Esta metodologia permite a realização de um *downscaling* dinâmico que aumenta a resolução espacial dos dados em estudo (Hueging, 2013). Estes serão os dados de base do presente estudo (designados por CCLM-ERA40). O intervalo temporal foi correspondente a um período de 40 anos, nomeadamente de Janeiro de 1961 a Dezembro de 2000. Posteriormente, os dados foram extraídos para a área compreendida entre 35-45ºN e 10ºW-4ºE. Este setor abrange toda a superfície continental da Península Ibérica, que será a região alvo do estudo. Efetuou-se ainda a determinação da intensidade do vento, v , obtida

a partir das componentes zonal e meridional do vento (variáveis *U* e *V*). Os dados correspondentes ao potencial energético foram calculados recorrendo-se ao procedimento que se segue.

A energia extraída de uma turbina eólica, *Eout*, depende da densidade do ar (assumida como sendo 1,225 kg.m^{-3}), do raio do rotor da turbina, πR^2, e da velocidade do vento, v, (Castro, 2011):

$$E_{out} = \frac{1}{2}\rho\pi R^2 v^3 \quad (1)$$

Como a energia extraída de uma turbina eólica é diretamente proporcional ao cubo da velocidade do vento, a sensibilidade respetiva a variações nas velocidades do vento é particularmente elevada. Situações em que a turbina está sujeita a geadas frequentes, gelo ou granizo podem produzir fissuras ou fraturas nas pás do rotor, com diminuições consequentes na energia produzida. As turbinas instaladas em regiões montanhosas, geralmente acima dos 1000 metros, frequentemente afetadas por neve e gelo, tendem a produzir menos energia e têm tempos de vida mais curtos que as turbinas instaladas em regiões de clima mais favorável. Por fim, trovoadas e, evidentemente, ciclones, tornados, furacões, entre outros episódios de ventos violentos, podem destruir por completo uma turbina eólica (Rothstein & Halbig, 2010). A exploração da energia eólica será também fortemente condicionada pelas alterações climáticas, tendo em conta que o seu recurso está relacionado com a circulação atmosférica e com o balanço energético global. As alterações climáticas podem influenciar a produção eólica por alterações nos padrões espaciais do vento (variação da distribuição geográfica do potencial eólico) e/ou por alterações significativas na sua variabilidade temporal (diária, sazonal, interanual). Indiscutivelmente, uma localização adequada e a integração na rede das centrais eólicas é essencial para uma gestão eficiente neste setor energético.

De forma a estudar o recurso eólico, e consequente produção, é essencial obterem-se projeções muito precisas da velocidade do vento. Neste caso, tendo em conta a altura do eixo da turbina em estudo, velocidades do vento a 80 m de altura terão de ser estimadas, já que geralmente não estão disponíveis como saídas dos modelos climáticos. Assim, as velocidades do vento, v, são extrapoladas desde os 10 m de altura, z_r, até 80 m, z, através da parametrização que representa o perfil vertical aproximado da velocidade do vento (Gualtieri & Secci, 2011):

$$\frac{U(z)}{U(z_r)} = \left(\frac{z}{z_r}\right)^{\alpha} \quad (2)$$

Seguindo os padrões internacionais para as turbinas eólicas, o coeficiente α, usado como expoente, assume o valor de 0,2 (Banuelos, 2010), tal como é comummente empregado para áreas *onshore*. As características da turbina eólica foram assumidas como sendo um exemplar do modelo 2,5 MW da *General Electric Co. Inc.*, mostradas na Tabela 1:

Tabela 1* - Especificações técnicas para a turbina de 2,5 MW da *General Electric Co. Inc. (Technical Specifications of 2,5 MW General Electric Co. Inc turbine)

Especificações Técnicas	
Potência Nominal	2500 kW
Velocidade de Potência Nominal	12,5 m.s^{-1}
Diâmetro do Rotor	100 m
Velocidade de *cut-in*	3,5 m.s^{-1}
Velocidade de *cut-off*	25 m.s^{-1}
Coeficiente de potência	0,35

Neste estudo foram analisadas as quatro estações do ano em separado, atendendo à elevada sazonalidade do vento na Península Ibérica. Como é hábito em estudos climáticos, assume-se como Inverno os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF), como Primavera – Março, Abril e Maio (MAM), como Verão – Junho, Julho e Agosto (JJA), e como Outono – Setembro, Outubro e Novembro (SON).

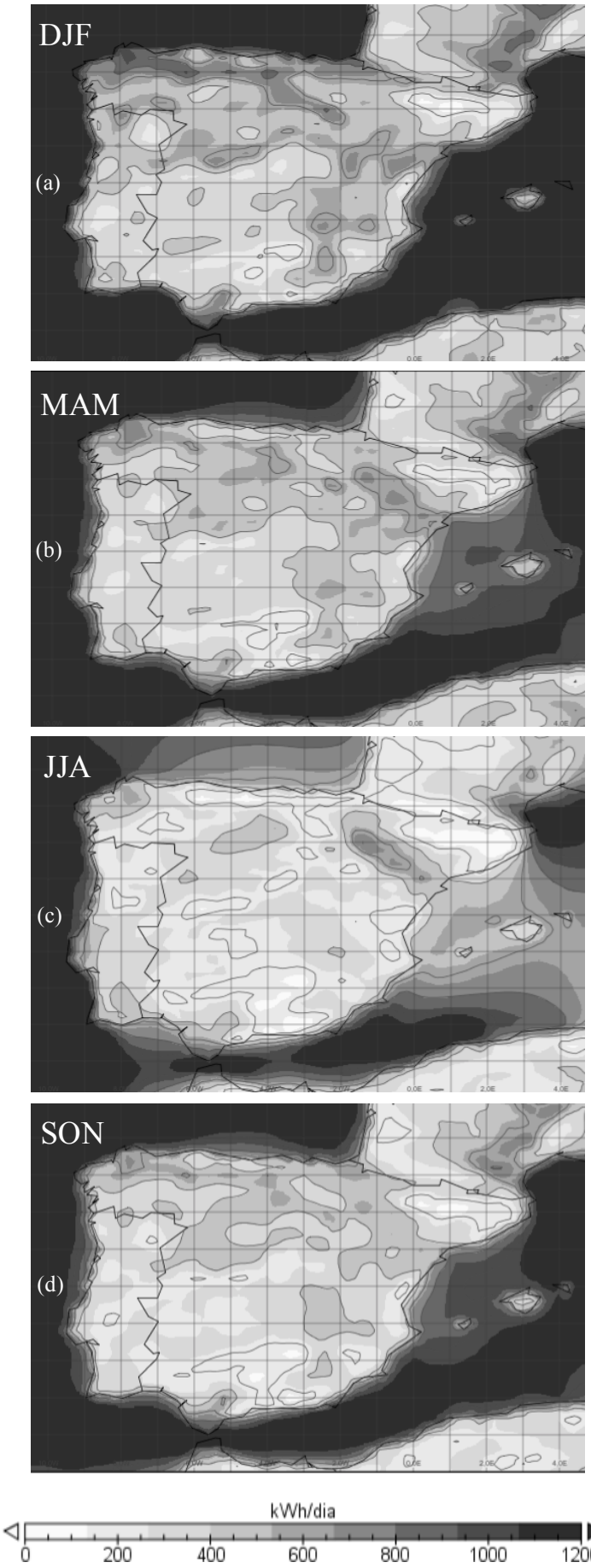
3. RESULTADOS

Assumindo a metodologia acima descrita, foi efetuada a representação gráfica dos resultados mais relevantes para o estudo, seguidamente expostos. É de salientar que os mapas apresentados possuem todos a mesma escala de cores. A Figura 1 apresenta uma reprodução das médias diárias do potencial energético para o período 1961-2000, para cada estação (Inverno (a), Primavera (b), Verão (c) e Outono (d)) sobre a Península Ibérica. Foi também realizado o mapa com a média anual, para o mesmo período (Figura 1e). Da média anual do potencial energético produzido por uma turbina de 2,5 MW da *General Electric Co. Inc.*, destacam-se a Galiza, Cantábria, Gibraltar e a Região Oeste, que correspondem às regiões com os potenciais mais altos, enquanto a Andaluzia e a Catalunha são as regiões com os menores potenciais. Toda a costa peninsular apresenta valores relativamente maiores que as zonas mais interiores. Nota-se ainda um decréscimo gradual à medida que as regiões se afastam da costa. Este comportamento pode ser explicado pela maior rugosidade em regiões *onshore* que em *offshore*, o que se reflete diretamente nos potenciais de produção. As maiores diferenças entre os potenciais *onshore* e *offshore* são também notáveis. Enquanto as regiões *onshore* variam entre 100 e 900 kWh.dia^{-1}, os valores de offshore nunca baixam de 800 kWh.dia^{-1}. Ainda na Figura 1, verifica-se que o Verão (Figura 1c), em termos gerais, é a estação do ano com valores de potenciais médios diários mais baixos. O Inverno (Figura 1a), por sua vez, é a estação com valores mais altos em quase todo o território, exceto na região oeste de Portugal e na bacia do rio Ebro. Estas duas regiões apresentam valores mais elevados de potencial no Verão e na Primavera. São zonas que se tornam particularmente interessantes quando se pretende contrabalançar a variabilidade intra-anual da necessidade energética da população Ibérica.

Na Figura 2 é numerada e mostrada a localização geográfica das 16 regiões que foram estudadas mais detalhadamente. A sua identificação está detalhada na Tabela 2. Os critérios de seleção basearam-se, maioritariamente, na potência eólica instalada em cada área. Houve também regiões que foram escolhidas na perspetiva de analisar as tendências interanuais em regiões onde os regimes de vento não são favoráveis à geração de energia elétrica.

A Figura 3 destaca a variação interanual registada. Para uma exposição mais sucinta, serão apresentados apenas os resultados para duas regiões (Burgos, Espanha, e Montemuro, Portugal). A partir da sua observação, constata-se que as tendências a longo prazo no Inverno apresentam um decréscimo tanto no Montemuro, como em Burgos. O mesmo padrão foi encontrado, para a mesma estação do ano, nas restantes regiões. No Verão denota-se um ligeiro aumento no potencial energético médio para o período em análise, à exceção da Região Oeste, onde foi registado um decréscimo. Estas tendências, opostas em cada estação, apontam para uma atenuação na variação intra-anual a longo prazo.

Neste estudo escolheu-se apresentar, também a título ilustrativo, a variação intra-anual na Região Oeste e na Galiza. Esta análise é feita com recurso a histogramas dos potenciais de produção médios diários dos meses de Verão e de Inverno. As condições de Inverno e Verão do potencial energético (Figura 4) apresentam padrões distintos. Enquanto na Galiza o Inverno é a estação do ano com maiores potenciais de produção, relativamente ao Verão, na Região Oeste acontece o contrário. Essa diferenciação observa-se claramente na Figura 4, onde para o Inverno na Galiza, comparativamente com o Verão, se encontram mais dias de potencial de produção energética acima dos 1000 kWh.dia^{-1}. Na Região Oeste é no Verão que o número de dias com potencial de produção abaixo dos 500 kWh.dia^{-1} é menor. O pico da distribuição empírica de kernel está ligeiramente deslocado para a direita, onde os potenciais de produção são maiores. No que concerne aos dias de potenciais em regime nominal destaca-se a Galiza, no Inverno, que ultrapassa os 250 dias ao longo dos 40 Invernos em análise. A distribuição empírica de kernel é, neste caso, bimodal, tendo um pico nos dias com potencial de produção a rondar os 300 kWh.dia^{-1} e outro pico, menor, na zona de potencial máximo.



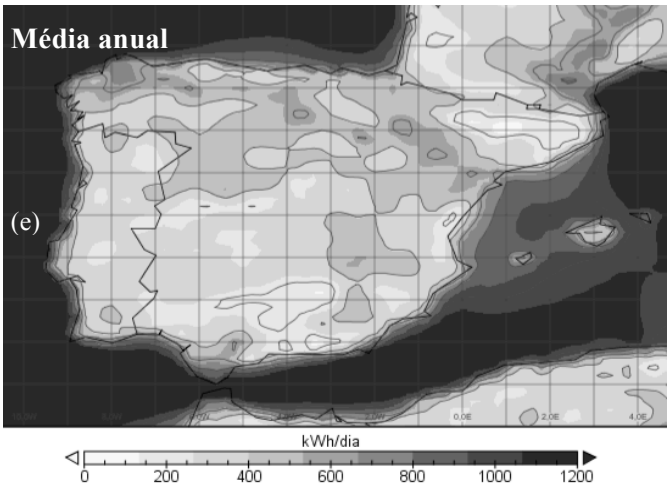


***Figura 1* – Potencial energético médio diário da turbina 2,5 MW da *General Electric Inc. Co.* (kWh.day^{-1}) obtido a partir do CCLM-ERA40 para o (a) Inverno, (b) Primavera, (c) Verão, (d) Outono e (e) média diária para os 40 anos da amostra. O período em análise é 1961-2000.**
(Mean wind energy output potential (kWh.day^{-1}) from a turbine of 2.5 MW General Electric Inc. Co. obtained from CCLM-ERA40 for: (a) Winter, (b) Spring, (c) Summer, (d) Autumn and (e) daily means over the 40 year sample. Reference period is 1961–2000.)

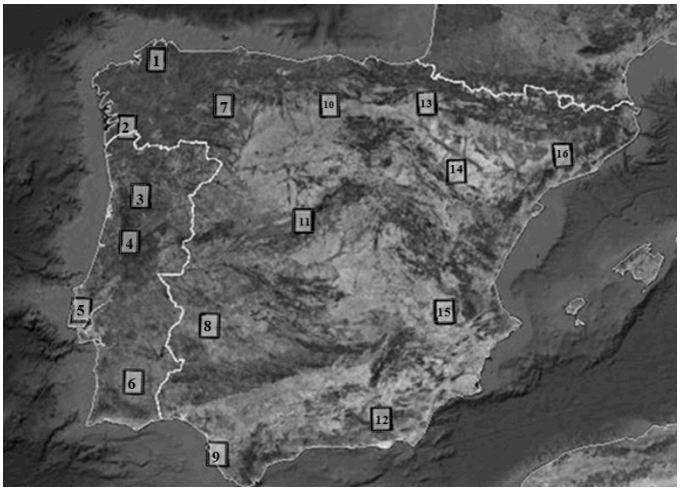


***Figura 2* – Localização das áreas em estudo**
(*Location of studied sites)*

Tabela 2* – Identificação das regiões estudadas *(List of studied sites)

Número	Região
1	Galiza
2	Baixo Minho
3	Montemuro
4	Lousã
5	Região Oeste
6	Alentejo
7	Ponferrada
8	Mérida
9	Gibraltar
10	Burgos
11	Ávila
12	Baza
13	Pamplona
14	Saragoça
15	Albacete
16	Catalunha

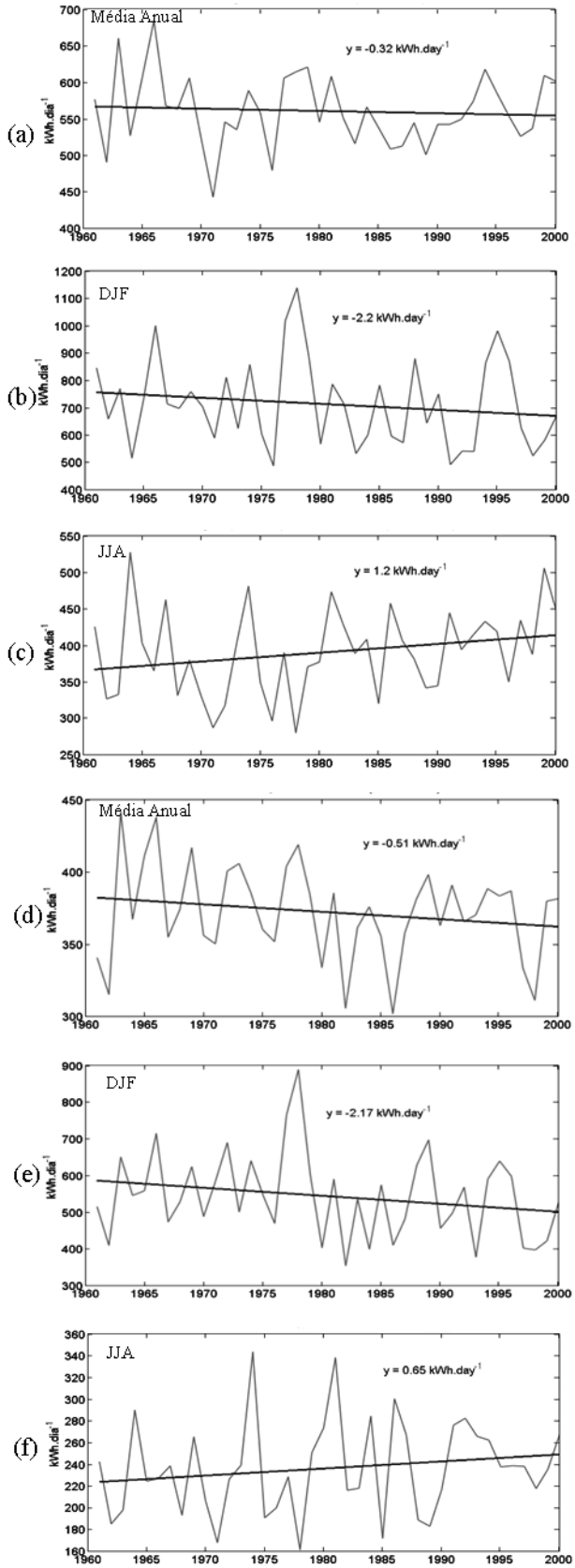


***Figura 3* – Variação interanual do potencial energético médio diário da turbina 2,5 MW da *General Electric Inc. Co.* (kWh.day^{-1}) obtido a partir do CCLM -ERA40, ao longo dos 40 anos, para a média anual (a, d), para os meses de Inverno (b, e), e Verão (c, f). As regiões são o norte de Burgos (a-c) e Montemuro (d-f). O período em análise é 1961-2000.**

(Interannual variability from mean wind energy output potential (kWh.day^{-1}) from the turbine 2.5 MW General Electric Inc. Co. obtained from CCLM-ERA40 for: annual mean (a, d)), Winter months (b, e), and Summer (c, f). The regions are Burgos (a-c) and Montemuro (d-f). Reference period is 1961–2000).

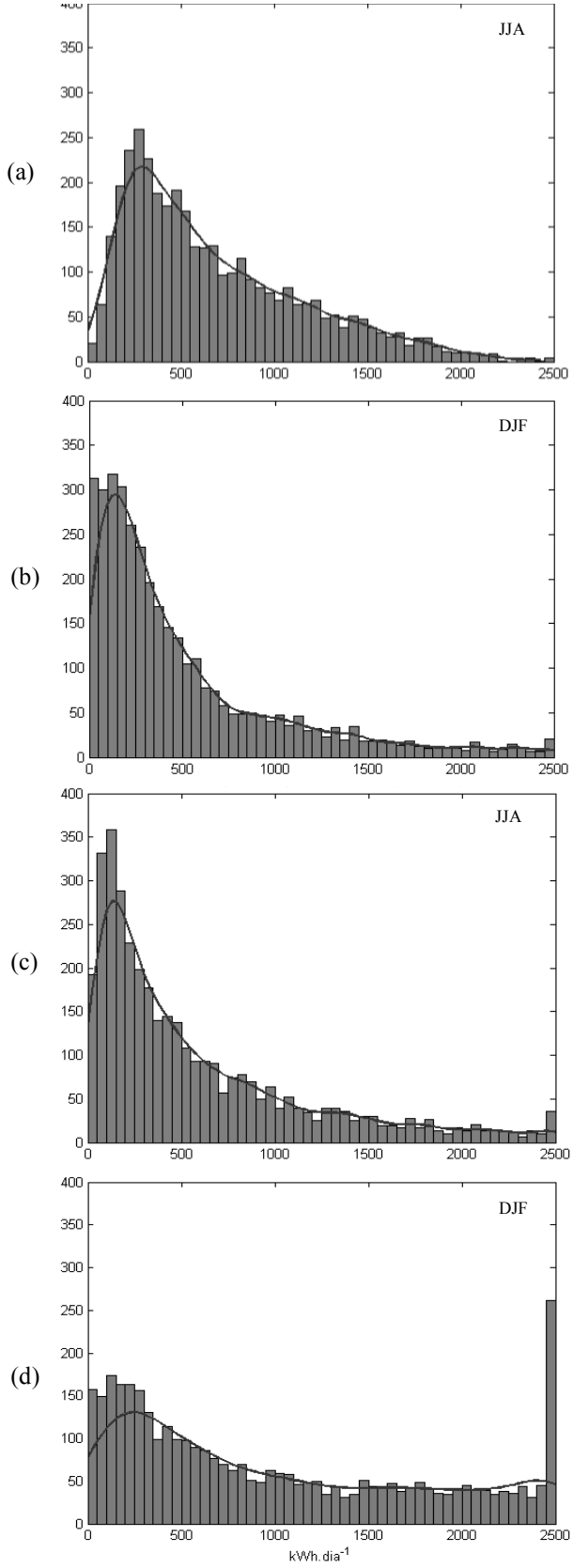


Figura 4 – Variação interanual do potencial energético médio diário da turbina 2,5 MW da *General Electric Inc. Co.* (kWh.day^{-1}) obtido a partir do CCLM-ERA40, ao longo dos 40 anos, para os meses de Verão (a, c), para os meses de Inverno (b, d). As regiões são a Região Oeste portuguesa (a, b) e a Galiza (c, d). O período em análise é 1961-2000.

(Intra-annual variability from mean wind energy output potential (kWh.day^{-1}) from the turbine 2.5 MW General Electric Inc. Co. obtained from CCLM-ERA40 for: Summer months (a, c) and Winter months (b, d). The regions are West Region of Portugal (a, b) and Galicia (c, d). Reference period is 1961–2000.)

4. CONCLUSOES

De acordo com o referido inicialmente, este estudo visava a avaliação do potencial de produção energético *onshore* para a Península Ibérica, considerando-se para tal a componente total do vento, num período compreendido entre Janeiro de 1961 e Dezembro de 2000. Para uma turbina de 2,5 MW da *General Electric Inc. Co.*, analisou-se a sua variação espacial, interanual e intra-anual do potencial de produção energético médio diário, nas quatro estações do ano e para o referido período. Quanto à variação interanual, a tendência observada aponta para uma atenuação da variação intra-anual a longo prazo, já que nas estações do ano em que o potencial era maior registou-se uma quebra gradual nos potenciais de produção, enquanto nas estações do ano em que o potencial era menor a variação interanual sugeria um aumento de potencial de produção. Os resultados apresentados sugeriram também que a região galega é a que tem maior número de dias com maiores potenciais, especialmente no Inverno, tornando-se a região mais propícia à instalação de turbinas. No Verão, a região com maiores potenciais de produção é a região oeste portuguesa, o que a torna particularmente interessante do ponto de vista energético, para compensar a perda de produção das outras regiões nesta estação do ano. Este estudo tem interesse na avaliação do recurso eólico quando se pretende a instalação de novos parques eólicos. Além da disponibilidade do recurso eólico, e seu potencial de produção, é importante caracterizar a sua variação intra-anual, assim como a sua tendência a longo prazo.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado pelo FEDER (Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional) através do programa COMPETE (Programa Operacional Factores de Competitividade) e pela FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia, Portugal) através dos projetos STORMEx FCOMP-01-0124-FEDER-019524 (PTDC/AAC-CLI/121339/2010) e FCOMP-01-0124-FEDER-022692.

REFERÊNCIAS

ABB (2011). Technical Application Papers Wind Power Plants, *Paper Nº 13,* Number 1SDC007112G0201, pp 10

Banuelos, F. A. C., C. Rios Marcuello, S. (2010). Analysis and validation of the methodology used in the extrapolation of wind speed data at different heights. *Renewable & Sustainable Energy Reviews, 14*(8), 2383-2391. doi: DOI 10.1016/j.rser.2010.05.001

Castro, R. (2011). Uma Introdução às Energias Renováveis: Eólica, Fotovoltaica e Mini-hídrica. *IST Press*.

EDF. (2012). La production d'électricité d'origine renouvelable dans le monde. *Le Journal des Énergies Renouvelables,* Numéro 212

eea. (2011). Energy and non-energy related greenhouse gas emissions Assessment. *Directorate-General for Environment (DG ENV), United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC)*

eon-uk. (2010). Carbon Lifecycle and Balance. *RSK/HE/P41318/03/04 Section 30,* 30.6-30.9

Gualtieri, G., & Secci, S. (2011). Comparing methods to calculate atmospheric stability-dependent wind speed profiles: A case study on coastal location. *Renewable Energy, 36*(8), 2189-2204. doi: DOI 10.1016/j.renene.2011.01.023

Hueging, H., R. Haas, K. Born, D. Jacob and, J. G. Pinto (2013): "Regional Changes in Wind Energy Potential over Europe Using Regional Climate Model Ensemble Projections". J. Appl. Meteor. Climatol., 52, 903–917.Rothstein, B., & Halbig, G. (2010). Weather Sensitivity of Electricity Supply and Data Services of the German Met Office. *Management of Weather and Climate Risk in the Energy Industry*, 253-266. doi: Doi 10.1007/978-90-481-3692-6_17

Vries, E. d. (2008). The DEWI Report: Windenergy Study 2008. *Renewable Energy World*.

Radiação UV no sul de Portugal
UV radiation in the south of Portugal

V. Salgueiro[(1)] e M. J. Costa[(2)]
[(1)] Évora Geophysics Centre, R. Romão Ramalho 59, 7000 Évora, vandasalgueiro@gmail.com
[(2)] University of Évora and Évora Geophysics Centre, R. Romão Ramalho 59, 7000 Évora, mjcosta@uevora.pt

SUMMARY

The solar ultraviolet (UV) radiation is an important environmental factor due to its effects on Earth's photochemical and biological processes and thus its monitoring is an important task. In this work, UV indexes and doses, which are directly related with the solar erythemal (UVER) radiation levels, obtained in the south of Portugal from surface measurements are shown. On the other hand, UVER and the corresponding UV indexes, estimated from the relation between UVER and UVB, as well as the prediction scheme of the UV indexes are also presented.

1. INTRODUCTION

Throughout the year everyone is exposed to solar ultraviolet radiation (UV) that, at different intensity levels and depending on the exposition time, can be beneficial (e.g. UV radiation is essential to the synthesis of vitamin D in organisms) or harmful (e.g. health problems related with skin and/or vision). However, besides the biological processes, the UV radiation has other important effects related to the photochemical processes in the Earth's atmosphere including the reactions of ozone production and destruction/depletion, which provides vital protection of fauna and flora against harmful solar UV radiation.

Solar UV radiation corresponds to the wavelength region from 100nm to 400nm representing about 9% of the energy flux of the solar spectrum at the top of the Earth's atmosphere (100nm to 3500nm). However, only a part of this fraction reaches the Earth's surface due to absorption and scattering processes by molecules, aerosols, cloud droplets and ice crystals, occurring in different atmospheric layers. The interaction between the UV radiation and different atmospheric constituents is dependent on UV radiation wavelengths, which can be subdivided into three spectral regions: UVC (100nm to 280nm), UVB (280nm to 315nm) and UVA (315nm to 400nm). Of these three spectral regions, the UVA is the less affected by the atmospheric processes composing largely the total quantity of UV radiation that reaches at the Earth's surface. The remaining is composed by about 10% of UVB, since almost all UVB is absorbed by ozone in the stratosphere and the UVC is completely absorbed by oxygen and ozone in high atmosphere (50-500km). Besides the ozone, whose bulk resides in the stratosphere (15 – 25km), the amount of UV radiation that reaches the surface is controlled by several other atmospheric constituents mentioned previously, as well as by other geophysical/astronomical variables: solar variability (27 day solar rotation or 11 year solar cycle), seasonal variations of the Sun-Earth distance, surface albedo (reflection from the surface), altitude and solar zenith angle. The latter is defined as the angle between the local vertical and the center of solar disk being function of latitude, day of the year and time of the day and thus the UV radiation is also influenced by these parameters.

The ability of UV radiation to produce erythema (sunburn) in human skin depends strongly on radiation wavelength being more damaging at shorter wavelengths (more energetic radiation). This effect is related with the erythemal action spectrum (McKinlay and Diffey, 1987) also called erythemal weighting function of the UV irradiance representativeness of the human skin and giving the effectiveness of the wavelengths to produce the erythema (Figure 1). The UV radiation weighted by this function is known as erythemal UV radiation (UVER) (expressed in W/m^2) and its levels at the Earth's surface can be translated by the UV index (UVI), which is obtained multiplying the UVER by a constant of 40m^2/W (WMO, 2002). This is a standard measurement (unitless quantity), developed by the World Health Organization, the United Nations Environment Program and the World Meteorological Organization, that serves as an indicator to alert the people about the need to adopt protective measures when exposed to certain levels of UV radiation. UVI ranges from 0 to more than 11, being the higher values representative of a higher level of risk to health and less time for a harm to occur. The quantity of UVER radiation that can be received during a certain time period is expressed as UVER exposure dose or as UVER dose (expressed in kJ/m^2). In a clear sky summer day in Europe the ambient diurnal exposure is about 30-40 SED (Standard Erythema Dose) (Diffey, 2002), being one SED equivalent to an erythemal effective radiant exposure of 100J/m^2 and an exposure dose of 4 SED would be expected to produce minimal or no erythema in an exposed white skin. In resume, both UVI and UV doses are measures of UV radiation biologically effectiveness being the UVI a measure easy to translate information to public about UV radiation levels.

This work presents UVI and UV doses obtained from UVER radiation measurements, recorded at the Geophysics Centre of Évora (CGE) in three different locations (Évora, Cabo da Roca and Sines). Results of studies that have been carried out, particularly regarding the effects of aerosols and clouds on the relationship between the UVB and UVER important to obtain the UVI when only UVB measurements are available (as is the case of Cabo da Roca), are also presented as well the prediction scheme of the UVI implemented by the authors for the refereed locations and for Continental Portugal.

2. UV IRRADIANCE, INDEXES AND DOSES

a. UV radiation measurements

The global UV irradiance (sum of direct UV irradiance and diffuse UV irradiance, which has been scattered by molecules and particles in the atmosphere) is measured at the surface level, in the observatory of the Geophysics Centre of Évora (CGE) (38º34'N, 7º54'W) since 2011 in A, B and erythemal spectral bands. Later on, in 2012 and in 2013, the global UV irradiance started to be measured in Cabo da Roca (38º46'N, 9º29'W) in A and B spectral bands and in Sines (37º93'N, 8º87'W) in A and erythemal spectral bands, respectively. The measurements are made with Kipp&Zonnen radiometers, which return a signal in Volt (V) that is proportional to the irradiances in Watt per square meter (Wm^{-2}). The conversion of the voltage output to irradiance units is made using the calibration methodology proposed by Vilaplana et al. (2007), whose equation of conversion is given by:

$$E = (U - U_{offset}).C.f_n(\theta, O_3).\varepsilon(T).COSCOR(\theta) \qquad (1)$$

where E represents the UV irradiance in Wm^{-2}, U is the radiometer signal in V, U_{offset} is the radiometer signal also in V obtained at night, C is the absolute calibration coefficient being characteristic of each radiometer, $f_n(\theta,O_3)$ is a conversion function that depends on solar zenith angle and of the ozone column values, COSCOR(θ)

is the cosine correction function and ε(T) is a function that accounts for the effect of temperature in the measurements. However ε(T) is not considered since the radiometers were stabilized at their reference temperature of 25ºC.

The conversion of the measured data, taken each 10 minutes, is made using equation (1), which requires the solar zenith angle and the total ozone column (TOC) values; the first, in degrees, is calculated considering local time and the second, in Dobson units (1DU=2.69x10^{16} molecules/cm^2), is obtained from OMI (Ozone Monitoring Instrument) measurements (ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/omi/data/overpass/) that is onboard AURA satellite. Simultaneously, the UV index and UV doses are determined from the measured UV erythemal irradiance.

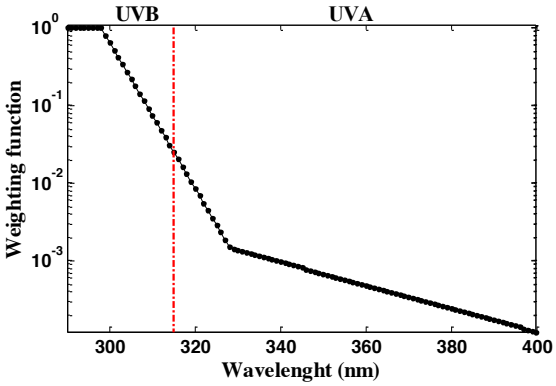


Figure 1 – **Erythemal action spectrum according to CIE 1987.**

Since UV radiation started to be measured in Évora in 2011, the maximum UV index values registered were of 12.4 and 11.1, around solar noon, in a cloudy day for a TOC value of 307.9 DU (Figure 2 - black line) and in a clear sky day for a TOC value of 303.7DU (Figure 2 - grey line), respectively. The maximum UVI ocorred in the day with clouds is probably related with the scattering of radiation by clouds, depending on its type and properties, which increases the diffuse component of global irradiance that reaches the surface. The opposed effect is also observed, i.e. the attenuation by clouds, in other periods of the day, results in a lower UVI, as shown in figure 2. The cloudy days, as the day considered in figure 2, are particularly importants since the risk of overexposure is increased because clouds attenuate solar infrared radiation much more than UV and the heat sensation is diminuished giving us a false impression of security.

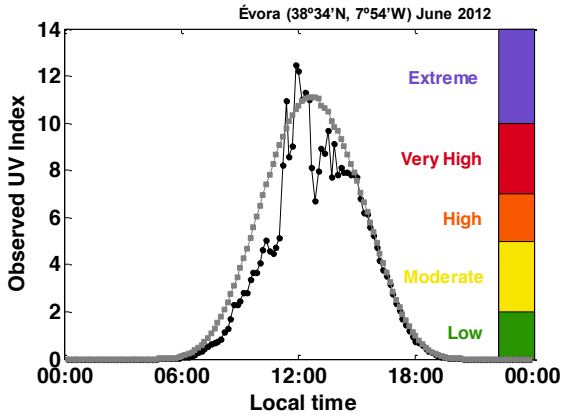


Figure 2 – **UV index measured, each 10 minutes, in Évora on 6 June of 2012 (black line) and on 23 June of 2012 (grey line). The color scale (according to the international color code proposed by WHO) gives the exposure category (risk level from low to extreme) according to UVI range of values.**

The daily doses, that correspond to the days presented in figure 2, are shown in Figure 3. These assume maximum values of 0.19 kJ/m² (on 6 June) and of 0.17 kJ/m² (on 23 June) (lines with grey squares and black dots read on left axis) being equivalent to 190SED and 170SED, respectively. Also in Figure 3, the daily accumulated doses are shown (continuous lines on right axis) with maximum values of 5.2 kJ/m^2 and 6.3 kJ/m^2 corresponding to cloudy day (black line) and to clear sky day (grey line).

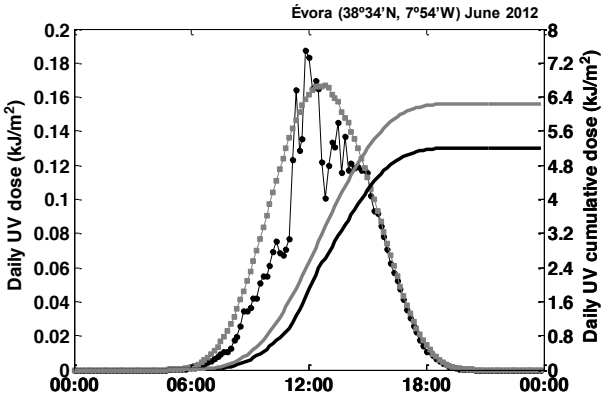


Figure 3 – **Daily UV doses corresponding to days of maximum UVI of figure 2. On left axis the daily doses are represented (line with grey squares and line with black dots) and on the right axis the daily cumulative doses are represented (grey and black continuous lines).**

Sines has the shortest temporal series of UV data, comprising the time period only since from October 2013. In this time period a UVI maximum of about 4 was obtained corresponding to a moderate risk level as indicated in Figure 4. This value of UVI corresponds to a UV dose of about 0.06 kJ/m^2 equivalent to 60 SED and an accumulated dose, also in this day, of 1.6 kJ/m^2. This occurred in the beginning of the time period considered, near the solar noon when the solar altitude is lower (October 19 at 12:40 pm). Since then, due to the seasonal cycle of radiation, the UV index and the respective doses are decreasing.

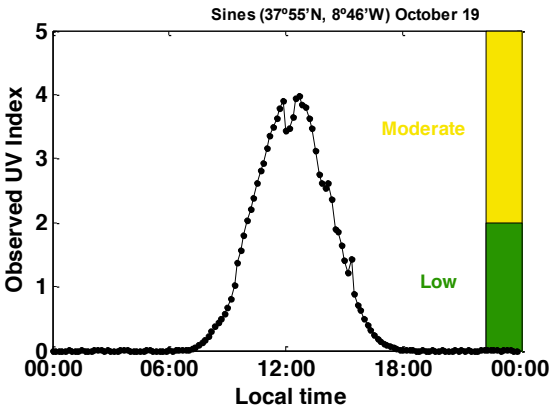


Figure 4 – **UV index measured in Sines on 19 October 2013.**

b. Calculations of UVER radiation

In order to provide information to people about the UV radiation levels in Évora, an algorithm to predict the 5 days maximum UV index was developed and implemented in 2012. This algorithm is based in calculations of the UVER irradiance at the surface, depending on several parameters that characterize the atmosphere (e.g. total ozone column, surface albedo and aerosols parameters), which are used as input in the one-dimensional (1D) radiative transfer model LibRadtran-1.4 (Library for Radiative transfer) (Mayer and Kylling, 2005) to calculate the UVER levels. The calculations are performed for clear sky conditions since the

daily cloud cover or the cloud type are not known and therefore the UVER calculated and consequently the UV index are representative of the maximum values expected for the considered atmospheric conditions. The time of the day, the day of the year (1 for 1 January - 365/366 for 31 December), site geographic coordinates and the mid-latitude atmospheric profile, chosen according to summer or winter seasons, are used as input parameters. The surface is considered as a Lambert reflector, which means that the underlying surface reflects the incoming irradiance isotropically, being characterized by a surface albedo equal to 0.035 (http://snowdog.larc.nasa.gov/surf/pages/lat_lon.html). Other input parameters are the predicted TOC value, the response function (erythemal spectral band – figure 1) of the radiometer and the aerosols. These are considered as standard conditions described by Shettle (1989) with monthly mean aerosol optical thickness values at 340nm (AOT) obtained from the AErosol RObotic NETwork (AERONET) (Holben, 1998) CIMEL sun-photometer also installed in the CGE observatory (Évora site) considering the data from 2003 to 2010.

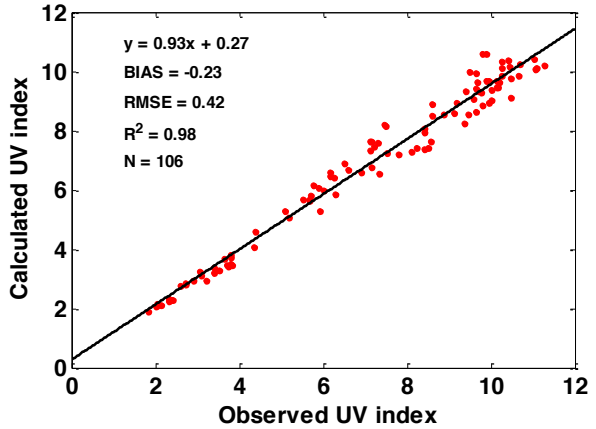


Figure 5- **Scatter plot of the predicted vs measured daily maximum UV indexes (only clear sky days are considered) in Évora, from June 2012 to December 2013.**

In figure 5 the relation between the daily maximum UVI predicted and UVI measured values, from June 2012 to December 2013, is presented, corresponding only to clear sky day conditions (a total of 106 days). A negative BIAS value (-0.23) indicate that the maximum IUV predicted tend to underestimate the maximum IUV measured. This BIAS can be due to the contribution of 2012 data in which a fixed value of AOT, higher than the monthly means that are now used, was considered or, on the other hand, can be also due to atmospheric effects, that may enhance the measured UV radiation through radiation scattering, that are not take into account by the model (1D model does not takes into account the effects of the neighboring pixels). Nevertheless, the RMSE and R^2 values indicate a good relation between the observations and the calculations and the calculated UVI is a good indicator of the UVER levels.

Later on, another algorithm to forecast the daily maximum UV index in Continental Portugal was developed, also under clear sky conditions, in order to provide the spatial distribution of the maximum UV index values over the country. The daily maximum UV index corresponds to the daily maximum UV erythemal irradiance value that can be obtained taken into account the daily predicted TOC value and the minimum local solar zenith angle in the considered day (Table 1). The minimum solar zenith angle occurs at solar noon when hour angle is equal to zero in any latitude and therefore, in each selected location and in each day of the year, the minimum solar zenith angle was determined using Sun-Earth astronomic relations defined by the equations 2 and 3, where L represents the latitude, θ is the solar zenith angle, D is the solar declination (ranging from -23.5º to 23.5º in winter and summer solstices, respectively), H is the hour angle and d is the day of the year. The irradiance and therefore the UV index are calculated through radiative transfer calculations, following the same methodology mentioned previously, applied to several sites spread from south to north of the country. After, using the software Quantum Gis, the calculated data is spatially interpolated to all the territory (Figure 6). Note that in this case a constant value of AOT at 340nm equal to 0.1 is used since there are no AERONET AOT values available in all considered locations.

$$\cos\theta = senDsenL + \cos D\cos L\cos H \qquad (2)$$

$$D = -23.45 \times \frac{\pi}{180} \times \cos\left(\frac{2\pi(d+10)}{365}\right) \qquad (3)$$

***Table 1* – Example of Table containing input parameters (geographic coordinates, surface albedo, day of the year and minimum solar zenith angle) in each site considered to calculate the daily maximum UV index in Continental Portugal.**

Site	**Aljezur**	…	**Bragança**	…	**Faro**	…	**Viseu**
Lon (º)	-8,8	…	-6,74	…	-7,92	…	-7,92
Lat(º)	37,32	…	41,76	…	37,03	…	40,67
Albedo	0.059	…	0.046	…	0.035	…	0.051
Day	**Θ**	**Θ**	**Θ**	**Θ**	**Θ**	**Θ**	**Θ**
1	60,35	…	64,79	…	60,06	…	63,70
2	60,27	…	64,71	…	59,98	…	63,62
…	…	…	…	…	59,90	…	63,54
70	41,83	…	46,27	…	41,54	…	45,18
71	41,44	…	45,88	…	41,15	…	44,79
150	15,61	…	20,05	…	15,32	…	18,96
151	15,46	…	19,90	…	15,17	…	18,81
152	15,32	…	19,76	…	15,03	…	18,67
…	…	…	…	…	…	…	…

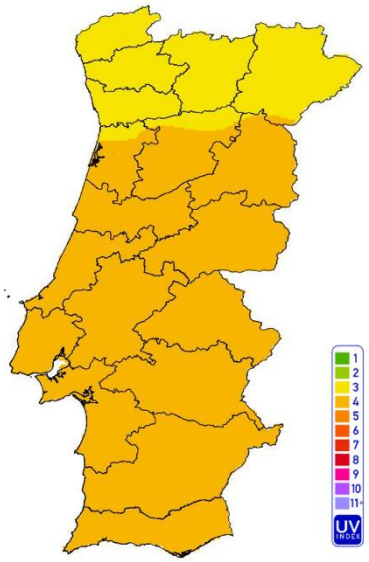


Figure 6 – **Maximum daily UV index predicted for 19 October 2013.**

c. UVER radiation and UV indexes in Cabo da Roca

Since in Cabo da Roca the radiometers measure UV irradiance only in A and B spectral bands, it was determined a parameterization to estimate the surface UVER irradiance using the ground based UVB measurements. The UVB spectral band is used because the erythemal function is essentially dependent of UVB being equal to unit to wavelengths lower than 298nm (Figure 1). On the other hand, a good experimental relation between UVB and UV erythemal irradiances (Figure 7) was obtained. This relation was obtained from measurements recorded in Évora during one year and a half and the little dispersion observed (R^2 and RMSE values marked in Figure 7) was justified by to the ozone effect, after the effects due to aerosols and ozone were analysed (Salgueiro et al., 2013). The role of clouds was also investigated by comparing the experimental UVB – UVER relation with a theoretical relation obtained from radiative transfer calculations under several cloud conditions (Figure 8). Although the results relative to clouds do not justify the dispersion, this dispersion can be due to cloud effects particularly in broken cloud cases, which are not taken into account in calculations since a one-dimensional radiative transfer code was used (LibRadtran). The radiative transfer code (1D) considers the atmosphere as plane-parallel and the three-dimensional effects especially important in partially cloudy sky conditions, due to the scattering by cloud particles (Marshak and Davis, 2005) are not taken into account and the same with respect to aerosols. On the other hand, McKenzie et al. (2004) justified the outliers found in a relationship between UVER-UVB as due to cloud effects. However, the dispersion is small and since we do not have information about daily cloud situation, the parameterization is determined for clear sky conditions and it is based on theoretical data obtained from radiative transfer calculations, which followed the methodology described in the previous sub-section (2*b*). In this case the TOC values used were 269.7 DU, 311.8 DU, 344.3 DU corresponding to annual mean and percentiles 10 and 90, respectively. These values are considered representative of Cabo da Roca conditions and were obtained from the OMI temporal data series from 2004 to 2013. The UVER and UVB irradiances were calculated once a month, starting in the day 15 of the year with a step of 30 days to solar zenith angles ranging between 15º and 90º with a step of 1º. After, a relation between UVB and UVER was determined, for each ozone value, by fitting a quadratic equation to the data (equations 4, 5 and 6). These equations are applied according to the ozone value and to solar zenith angles lower than 70º to reduce errors associated with absorption and scattering due to the increasing of the path length.

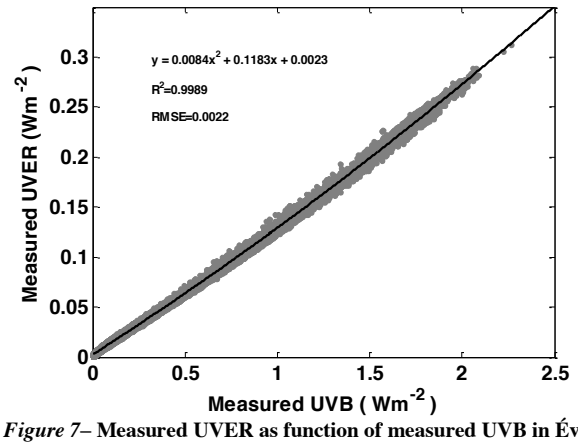


***Figure 7*– Measured UVER as function of measured UVB in Évora.**

Also for Cabo da Roca, a scheme to predict the daily UV index was developed similarly to Évora scheme as was described in previous subsection 2*b*.

$$UVE = 0.0111 \times UVB_{meas.}^2 + 0.1164 \times UVB_{meas.} + 0.0028 \quad (4)$$

$$UVE = 0.0083 \times UVB_{meas.}^2 + 0.1171 \times UVB_{meas.} + 0.0034 \quad (5)$$

$$UVE = 0.0059 \times UVB_{meas.}^2 + 0.1187 \times UVB_{meas.} + 0.0037 \quad (6)$$

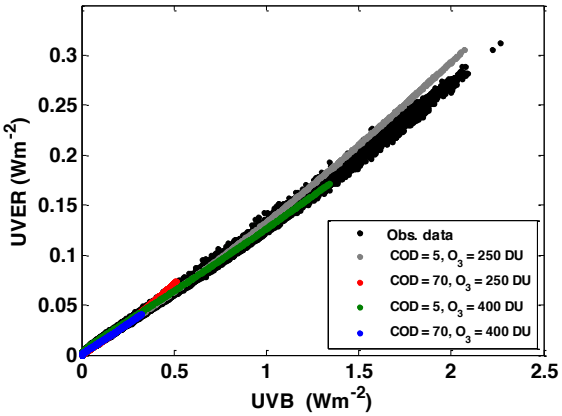


***Figure 8* – Measured UVER as a function of measured UVB (black dots) in Évora and calculated irradiances (colored dots). The colored dots are in accordance with the cloud optical depth and ozone values as indicated in the legend of the figure.**

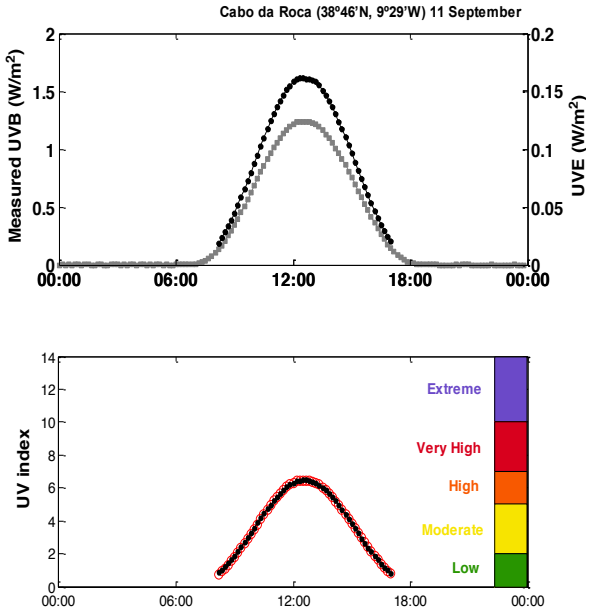


***Figure 9* – Top panel: Measured UVB (black line on left axis) and UVER (red line on right axis) obtained from UVB measurements. Bottom panel: Corresponding measured UVI (red circles) and predicted UVI (black dots).**

In figure 9 (graphic above), as example, the UVB measured is presented for a clear sky day (11 September 2013) with a TOC of 319.9DU, along with the UVER obtained from the measured UVB. Also in the same figure (graphic below), the corresponding UVI (red dots) and the predicted UVI (black dots), for an ozone column of 325.6 DU, are shown. UVER and UVI are represented only for solar zenith angles lower than 70º. It is observed that the UVI values are in agreement, however the UVI measured should be higher than UVI calculated since the corresponding TOC value is

lower. This can be due to the fact that the equations [(4), (5) and (6)] do not take into account the contribution of UVA to UVE.

In figure 10 the relation between the daily maximum UVI calculated and the daily maximum UVI estimated from the measurements, to clear sky days in the considered time period (a total of 15 days), is showed. It is verified that the maximum values predicted tend to underestimate the measured values, which is translated by a negative BIAS value. Also the RMSE and R^2 values (represented in figure 10) translate some dispersion between the data. However, the UVI obtained with this methodology, which needs to be improved, constitutes a valid indicator of the UVER levels and consequently of the protective measures to adopt.

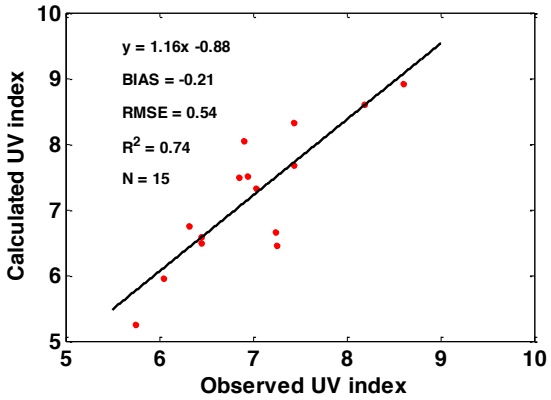


***Figure 10* - Daily maximum UV indexes to clear sky days in Cabo da Roca from April 2013 to October 2013**

3. ACKNOWLEDGMENT

This work is financed through FCT grant SFRH/BD/88669/2012 and through FEDER (Programa Operacional Factores de Competitividade – COMPETE) and National funding through FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia in the framework of project FCOMP-01-0124-FEDER-009303 (PTDC/CTE-ATM/102142/2008). The authors also acknowledge the funding provided by the Évora Geophysics Centre, Portugal, under the contract with FCT (the Portuguese Science and Technology Foundation), PEst-OE/CTE/UI0078/2011. The authors thank Samuel Bárias for maintaining instrumentation used in this work and the web page of UVI.

4. REFERÊNCIAS

Holben B.N., T.F.Eck, I.Slutsker, D.Tanre, J.P.Buis, A.Setzer, E.Vermote, J.A.Reagan, Y.Kaufman,T.Nakajima, F.Lavenu, I.Jankowiak, and A.Smirnov (1998): AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, Rem. Sens. Environ., 66, pp. 1-16.

Mayer, B. and Kylling, A.: Technical note: The libradtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1855-1873, 2005.

McKinlay, A.F. and Diffey, B.L. (1987): "A reference spectrum for ultraviolet induced erythema in the human skin". CIE Journal, 6, 21-27.

Vilaplana, J.M., Serrano, A., Antón, M., Cancillo, M.L., Parias, M., Gröbner, J., Hülsen, G., Zablocky, G., Díaz, A. and de la Morena, B.A. (2007): "Report of the "El Arenosillo"/INTA-COST Calibration and Intercomparison Campaign of UVER Broadband Radiometers", available at: http://www-med-physik.vuwien.ac.at/uv/cost726/COST726_Dateien/Results/Report_El_Arenosillo.pdf.

Salgueiro, V, Costa, M.J., Silva, A.M. and Bortoli, D. (2013): "Relation between solar UVB and UV erythematic radiation at the surface". Proceedings of the 1st Iberian Meeting on Aerosol Science and Technology, 1-3 July, 2013, Évora, Portugal.

Marshak and A. B. Davis, (2005): "3D Radiative Transfer in Cloudy Atmospheres". Springer Verlag, 701 pp.

Shettle E. P. (1989): "Models of aerosols, clouds and precipitation for atmospheric propagation studies." *AGARD Conference Proceedings*, 454, Atmospheric propagation in the uv, visible, ir and mm-region and related system aspects.

McKenzie, R., Smale, D. and Kotkamp, M. (2004): Relationship between UVB and erythemally weighted radiation. *Photochem. Photobiol. Sci.*, 3, 252-256.

Diffey, B.L. (2002): Sources and measurement of ultraviolet radiation, *Methods*, 28, 4-13.

WHO, WMO, UNEP and ICNIRP (2002): Global solar UV index, a practical guide. Available at: http://www.who.int/uv/.

Previsão de tornados através da análise de índices de instabilidade
Prediction of tornadoes through the analysis of several indices of instability

Marta Teixeira[(1)], Alfredo Rocha[(2)] e Tiago Luna[(3)]
[(1)]Universidade de Aveiro, Departamento de Física, Campos Universitário de Santiago, Aveiro, martasteixeira@ua.pt
[(2)]Universidade de Aveiro, Departamento de Física, CESAM, Campos Universitário de Santiago, Aveiro, alfredo.rocha@ua.pt
[(3)]Universidade de Aveiro, Instituto do Ambiente e desenvolvimento, Campos Universitário de Santiago, Aveiro, tiagoluna@ua.pt

SUMMARY

The occurrence of tornadoes arouses the curiosity of the scientific community for their study. However, for the Iberian Peninsula few studies were performed when compared to other places and their prediction is hampered by their typically small dimensions. With this work we intend to try to bridge this gap and to predict the occurrence of tornadoes through the analysis of several indices of instability. For this, we used the WRF to simulate the periods when tornadoes occurred in Silves and Málaga on November 16, 2012, and November 17, 2012, respectively. Different indices of thermodynamic and dynamic and compost instability were calculated. We conclude that a variety of these indices predicted atmospheric conditions which favored the occurrence of both tornadoes. The wind shear and helicity for 0-3 km identified atmospheric conditions which favored the formation of these tornadoes, as the index VT, CT, EHI, and different formulations of the STP index. However, some indices proved efficient in the detection of the occurrence of tornadoes in only one of these locations. One should note that for the occurrence of tornadoes in the Iberian peninsula is not necessary associated to high values of CAPE. In the future it would be useful to apply the same set of indices of instability to other tornadoes and to validate their effectiveness in forecasting atmospheric conditions associated to tornado formation.

1. INTRODUÇÃO

Em Portugal, acreditava-se que a ocorrência de tornados era muito rara ou simplesmente seriam de fraca intensidade. Contudo, a verdadeira causa para esta falta de conhecimento acerca deste fenómeno é a falta de registo destas estruturas que até há bem pouco tempo não existia (Leitão, 2003). Devido às dimensões dos tornados, fenómeno de microescala, o registo de tornados relativamente a aquisição de dados meteorológicos é de facto um grande entrave à sua identificação. No entanto, o aumento da sua notoriedade nos dias de hoje devido aos estragos provocados assim como as perdas de vidas, fez com que a sua "previsão" fosse um objetivo a cumprir de imediato. Para isso, tentou-se encontrar uma forma de identificar estes fenómenos, recorrendo-se ao cálculo dos parâmetros de instabilidade de modo a que seja possível de identificar quais os parâmetros de instabilidade que melhor identificam este tipo de estruturas. Usar-se-ão dois casos recentes que remontam ao ano 2012, um a sul de Portugal e outro a sul de Espanha.

O tornado de Silves ocorreu a 16 de Novembro de 2012 entre às 13:20 UTC[1] e às 14:00 UTC tendo causado 13 feridos e avultados prejuízos materiais. Este fenómeno meteorológico teve origem mesociclônica, com origem numa das inúmeras estruturas supercelulares identificadas ao longo de uma linha de instabilidade (relatório técnico IPMA[2]), tendo feito um percurso de cerca de 15 km apresentando uma largura máxima de 300 metros. Este tornado foi classificado pelo IPMA como um tornado na escala F3 (escala de Fujita) e T6(escala de TORRO).

A 17 de Novembro de 2012 a Este de Silves, mais precisamente em Málaga, houve relatos de um pequeno tornado às 10:04 UTC com registo de prejuízos associados à grande intensidade de chuva provocando inundações (Fonte: *European Severe Weather Database*).

O objetivo deste trabalho consiste na avaliação de grande parte dos parâmetros de instabilidade mais utilizados aplicados aos dois casos mencionados acima e assim determinar qual dos parâmetros de instabilidade identifica com maior eficácia este tipo de eventos meteorológicos. Teve-se como base de comparação os resultados obtidos por Viceto (2013) apesar da formulação de alguns índices ser diferente, adicionando alguns índices não calculados por Viceto (2013).

2. METODOLOGIA

Para este trabalho foi necessário utilizar simulações provenientes do modelo numérico de previsão de tempo o WRF (versão 3.4.1), Weather Research and Forecasting (Skamarock et al.,2008). Este modelo foi desenvolvido para o estudo de fenómenos de microescala e de mesoescala, sendo também utilizado para a previsão do tempo em mesoescala. Devido ao seu contínuo desenvolvimento e a sua facilidade de acesso (aberto a toda a comunidade e de forma gratuita) foi possível desenvolver um complemento do WRF com base em modelos antigos de modo a obter-se determinados parâmetros/índices atmosféricos de forma bastante simplificada e rápida, o ARW-WRF (Advanced Research WRF) tendo sido esta extensão bastante útil na realização deste trabalho.

Para se iniciar o processo de simulação é necessário introduzir no modelo as condições iniciais e de fronteira. Estes dados foram obtidos a partir do modelo global de previsão de tempo o GFS, *Global Forecasting System*, onde se utilizaram condições de fronteira laterais com um incremento temporal de 6h e com resolução horizontal de 0.5°x0.5° para 27 níveis do modelo global.

Por fim, utilizou-se o GRADS (*Grid Analysis and Display System*) para calcular os parâmetros/índices a partir de variáveis simuladas pelo ARW-WRF e para a representação dos campos.

Procedeu-se às simulações considerando a fase de pré-formação do tornado, quer o de Silves a 16 de Novembro quer o de Málaga a 17 de Novembro, assim como a de dissipação deste fenómeno, ficando o período da simulação compreendido entre 15 de Novembro às 00h UTC e 18 de Novembro às 00h UTC.

As simulações foram efetuadas para 4 domínios (figura 1) com diferentes resoluções assim como com diferentes períodos de amostragem dos dados simulados para os 30 níveis.

[1] UTC - Coordinated Universal Time
[2] IPMA – Instituto Português do Mar e da Atmosfera

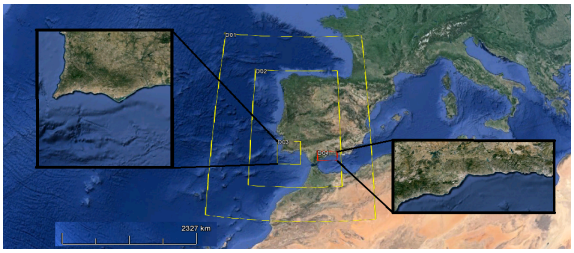


***Figura 1* - Domínios em estudo. Fonte: Google Earth. (*Domains of study. Source : Google Earth.*)**

O domínio 1 corresponde ao domínio de maiores dimensões apresentando uma resolução horizontal de 25 km, os restantes domínios estão contidos no primeiro sendo que o domínio 2 apresenta uma resolução horizontal de 5 km enquanto que o domínio 3 e 4 apresentam uma resolução horizontal de 1 km. No entanto neste trabalho apenas serão apresentados resultados obtidos para o domínio 3 e 4.

Para o cumprimento do objetivo deste trabalho procedeu-se ao cálculo de alguns índices de instabilidade subdividindo-se em três categorias: índices de instabilidade termodinâmica, índices de instabilidade dinâmica e índices de instabilidade compostos.

a. Índices termodinâmicos

O CAPE, energia potencial disponível para convecção, é utilizado para avaliar movimentos convectivos sendo este definido como (Stull, 2000),

$$CAPE = \sum \frac{|g|}{T_e}(T_p - T_e)\times\Delta z \quad (1)$$

onde T_p corresponde à temperatura da parcela de ar, T_e à temperatura do ar do meio envolvente, g corresponde à aceleração gravítica e Δz à variação de z. Para valores elevados de CAPE maior será a probabilidade de ocorrência de fortes movimentos ascendentes associados a forte convecção. Isto dá-se devido a diferença da temperatura da parcela de ar com o da temperatura do meio envolvente, provocando instabilidade localizada que induzirá movimentos convectivos de modo a se restabelecer o equilíbrio.No entanto, há ocorrência de tornados com baixos valores de CAPE (Aran et al.,2009), o que indica que elevados valores de CAPE nem sempre são obrigatórios para a ocorrência destes fenómenos.

Posteriormente determinou-se o $mlCAPE$, o $muCAPE$ e o $sbCAPE$.

O $mlCAPE$, $Mixed\ Layer\ CAPE$, representa a média de energia potencial disponível para convecção para elevar uma parcela de ar com temperatura igual à temperatura média da camada dos primeiros 100 hPa a contar da superfície, até ao LFC, não correspondendo este CAPE ao CAPE máximo. Este CAPE tem como limitação o facto de o valor médio não corresponder ao valor máximo.

O $muCAPE$, $Must\ Instable\ CAPE$, representa a energia potencial disponível para convecção que a parcela mais instável nas primeiros 300hPa da atmosfera eleva até ao LFC (Thompson et al.,2003). Sendo o valor máximo de CAPE obtido.

O $sbCAPE$, $Surfase\ Based\ CAPE$, representa a energia potencial disponível para convecção para elevar uma parcela da superfície até ao LFC.

O CIN, índice de inibição de convecção, indica a quantidade de energia necessária para elevar uma parcela de ar até ao nível de LFC, sendo este determinado da seguinte forma,

$$CIN = -\int_{pi}^{pf} R_d(T_{vp} - T_{vr})dlnP \quad (2)$$

onde R_d corresponde à constante específica para o ar seco, T_{vp} corresponde à temperatura virtual da parcela de ar que se movimenta e a T_{vr} a temperatura virtual do meio envolvente . Para valores de CIN superiores a $200\ J/kg$ há uma forte inibição dos movimentos convectivos havendo assim menor probabilidade de ocorrência de tempestades.

A quantidade de água precipitável é um parâmetro bastante útil para identificar ambientes favoráveis a ocorrência de tornados. Este parâmetro quantifica a quantidade de vapor de água (em mm) contida numa coluna de ar de secção unitária que vai desde a superfície até ao topo da atmosfera ($P = 0\ hPa$). Segundo Varmaghani (2011) a água precipitável é dada pela seguinte equação,

$$Água\ Precipitável = \int_{Z=0}^{Z} \rho_v dz \quad (3)$$

onde ρ_v corresponde à humidade absoluta e esta será calculada a partir da superfície, $Z = 0$,até a uma altura Z, que no nosso caso corresponde ao nível de $P = 0\ hPa$.

O índice K é um índice que quantifica também a estabilidade estática e baseia-se no gradiente vertical de temperatura na baixa/média troposfera, no conteúdo de vapor de água nos níveis baixos e na extensão vertical do vapor de água. Este parâmetro obtém-se do seguinte modo,

$$K = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - T_{700} + T_{d700} \quad (4)$$

onde T corresponde a temperatura ,em $°C$, nos respetivos níveis (aos $850\ hPa$, aos $500\ hPa$ e aos $700\ hPa$) e T_d corresponde a temperatura do ponto de orvalho, em $°C$, nos respetivos níveis (aos $850\ hPa$ e aos $700\ hPa$). Não sendo usualmente utilizado para a "previsão" de tempestades severas, contudo, para valores de $K > 30$ existe elevada probabilidade de ocorrência de tempestades.

O índice VT (*vertical totals*) é o índice utilizado para identificar tempos severos. No entanto, este índice raramente é utilizado de forma singular , mas sim utilizado em parceria com o CT(*cross totals*) que em conjunto formam o TT (*total totals*). Estes últimos índices serão explicados nas subsecções seguintes. O índice VT é determinado do seguinte modo,

$$VT = T_{850} - T_{500} \quad (5)$$

onde T corresponde à temperatura em ℃ nos respetivos niveis de pressão, $P = 850\ hPa$ e a $P = 500\ hPa$. Para este índice, valores superiores a 26 indicam um forte potencial para a ocorrência de tempestades.

O índice CT é utilizado também para identificar tempestades mas, assim como o VT, é raramente utilizado individualmente, sendo determinado da seguinte forma,

$$CT = T_{d850} - T_{500} \quad (6)$$

onde T_d corresponde à temperatura do ponto de orvalho aos $850\ hPa$ e T corresponde à temperatura aos $500\ hPa$, ambas em ℃.

O índice TT (*total totals*) é o índice utilizado para identificar tempos severos, onde a valores elevados de TT está associada a instabilidade vertical existente na atmosfera, e determina-se do seguinte modo,

$$TT = T_{850} + T_{d850} - 2 * T_{500} = VT + CT \quad (7)$$

onde T corresponde à temperatura nos respetivos níveis de pressão (aos $850\ hPa$ e aos $500\ hPa$) e T_d corresponde à temperatura no ponto de orvalho a $P = 850\ hPa$.

O índice LI (*lifted índex*) corresponde ao índice de ascensão que corresponde a uma medida de instabilidade latente, sendo determinado da seguinte forma,

$$LI = (T_{amb} - T_{par})_{500} \quad (8)$$

onde T_{amb} corresponde à temperatura da atmosfera aos $500\ hPa$ e T_{par} corresponde à temperatura da parcela de ar aos $500\ hPa$ que sobe adiabaticamente desde a superfície até aos $500\ hPa$.

b. Índices de instabilidade dinâmica

O número de Richardson global de corte (BRN shear) demonstrou de forma eficaz a ocorrência de supercélulas (Thompson et al.,2003) sendo este parâmetro obtido através da seguinte equação,

$$BRN\ shear = \frac{1}{2}(\bar{u}^2 + \bar{v}^2) \quad (9)$$

onde $\bar{u}$ ($\bar{v}$) corresponde à magnitude da componente W-E (N-S) do vector diferença do vento médio entre 0-6 km e o vento médio aos 0-500 m. Valores de BRN shear entre 40-100 m^2/s^2 indicam elevada probabilidade de ocorrência de supercélulas com tornados, enquanto que para valores inferiores a 40 m^2/s^2existe a possibilidade de ocorrência de tempestades (Stensrud et al., 1997).

A helicidade relativa à tempestade, SRH (storm relative helicity), é um parâmetro muito utilizado na identificação de supercélulas sendo deste modo bastante útil de utilizar, sendo determinado a partir de:

$$SRH = -\int_0^z \hat{k}.(\vec{V} - \vec{C}) \times \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} dz' \quad (10)$$

onde $\vec{V}$ corresponde ao vector horizontal do vento, $\vec{C}$ ao vector do movimento da tempestade, z' a altura a partir do solo e z tem o valor de 1 ou de 3 km (determinou-se para os 0-1km e para os 0-3km) sendo o índice calculado para estas altitudes. A quantidade de SRH está relacionada com a propagação da tempestade através do cisalhamento, onde este cisalhamento está associado à componente velocidade da tempestade que é perpendicular ao vector do vento de corte para as referidas camadas (Rotunno, 1981).
Para valores superiores a $150\ m^2/sec^2$ há uma forte indicação de ambientes associados a supercélulas convectivas de longa duração com turbilhões intensos com capacidade para a produção de tornados.

O vento de corte, BWD, é fundamental para a ocorrência de convecção (Van Der Val, 2007). Este parâmetro corresponde à alteração quer da intensidade quer da direção do vento horizontal em altitude. Neste trabalho determinou o vento de corte para a camada 0-6 km e para a camada 0-1km, onde, para o vento a superfície, utilizou-se o vento aos 10 metros.

c. Índices compostos

Procedeu-se à determinação do BRN que, em comparação com o BRN shear, permite determinar a relação da estabilidade vertical e o vento de corte, sendo definido como:

$$BRN = \frac{muCAPE}{BRN\ shear} \quad (11)$$

Valores de BRN são associados a ambientes instáveis e/ou ambientes com fracos ventos de corte enquanto que baixos valores de BRN indicam fraca instabilidade e/ou ambientes com elevados ventos de corte. De modo geral, valores compreendidos de 15-40 são favoráveis a ocorrência de supercélulas, para valores superiores a 40 as multicélulas encontram-se favorecidas.

O $SWEAT$ (Severe Weather Threat Index) permite, através de diferentes variáveis, identificar condições favoráveis para a ocorrência de tempestades e tornados. Este índice é determinado do seguinte modo:

$$SWEAT = 12\ T_{d850} + 20\ (TT - 49) + 2f_{850} + f_{500} + 125\ (s + 0.2) \quad (12)$$

sendo,

$$s = \sin(d_{500} - d_{850}) \quad (13)$$

onde T_{d850}corresponde à temperatura do ponto de orvalho aos $850\ hPa$, em ℃, TT ao índice TT (referido anteriormente) , f_{850} e f_{500} corresponde à velocidade, em nós, aos $850\ hPa$ e aos $500\ hPa$ respetivamente, e d_{500} e d_{850} corresponde à direção do vento aos $500\ hPa$ e aos $850\ hPa$. Para valores superiores a 400 existe elevada probabilidade de se verificar tempestades severas com ocorrência de tornados.

O SCP, $supercell\ composite\ parameter$, foi desenvolvido com o intuito de identificar ambientes com elevada probabilidade de ocorrência de supercélulas. O SCP foi desenvolvido para normalizar os valores de CAPE assim como os valores do vento de corte vertical para valores de ambientes de supercélulas obtendo-se o seguinte parâmetro adimensional (Thompson et al., 2003),

$$SCP = \left(\frac{muCAPE}{1000}\right) \times \left(\frac{0 - 3kmSRH}{100}\right) \times \left(\frac{BRN\ shear}{40}\right) \quad (14)$$

onde $muCAPE$ corresponde ao valor de $CAPE$ máximo ("*most unstable*")nos primeiros 300 hPa a partir da superfície, em J/kg, $srh3km$ corresponde à helicidade relativa da tempestade para os primeiros $3\ Km$ junto à superfície, em m^2/s^2, e por fim o $BRN\ shear$. Valores de SCP > 1 verificam-se associados a ambientes com supercélulas enquanto que para SCP < 1 verifica-se a existência de ambientes não favoráveis ao desenvolvimento de supercélulas. No entanto, não há um valor fixo para determinar a possibilidade de ocorrência de tornados. Para valores superiores a SCP>2.3 há probabilidade de ocorrência de tornados (Thompson et al., 2003).

O índice CSSP, Craven *Significant Severe Composite*, é obtido pelo produto do $mlCAPE$ com o vento de corte dos 0-6 km. Este parâmetro quantifica a instabilidade estática e o vento de corte. Usualmente valores superiores a $20000\ m^3/s^3$ estão associados a eventos severos incluindo fortes tornados (Craven et al.,2002).

$$CSSP = mlCAPE * 0 - 6kmSRH \quad (15)$$

onde $0 - 6kmSRH$ corresponde ao vento de corte para os 6 primeiros quilómetros da atmosfera , em m/s e o $mlCAPE$ (definido anteriormente) em J/kg.

O índice STP , *Significant Tornado Parameter*, foi desenvolvido para diferenciar entre supercélulas com probabilidade de ocorrência de tornados de supercélulas sem probabilidade de ocorrência de tornados (Thompson et al, 2003).No entanto, existem várias reformulações deste índice. Este índice, adimensional, resulta da junção do $mlCAPE$ (em J/kg), do LCL (em m) e do vento de corte (em m/s) para os 6 primeiros quilómetros da atmosfera e helicidade para o primeiro quilómetro da atmosfera(SRH) ,em m^2/s^2 (Thompson et al, 2003), e é dado por,

$$STP = \left(\frac{mlCAPE}{1500}\right) \times \left(\frac{0 - 6BWD}{20}\right) \times \left(\frac{0 - 1SRH}{100}\right) \times \left[\frac{(2000 - LCL)}{1500}\right] \quad (16)$$

Outra formulação encontrada é a seguinte,

$$STP = \left(\frac{sbCAPE}{1500}\right) \times \left(\frac{0 - 6BWD}{20}\right) \times \left(\frac{0 - 1SRH}{150}\right) \times \left[\frac{(2000 - LCL)}{1000}\right] \quad (17)$$

onde, comparativamente à equação anterior, o $mlCAPE$ foi substituído pelo $sbCAPE$, em J/kg (Thompson et al., 2003). E por fim, sendo que esta formulação (Van der Velde, 2007) comparativamente às anteriores considera o CIN (em J/kg),

$$STP = \left(\frac{mLCAPE}{1000}\right) \times \left(\frac{0-6BWD}{20}\right) \times \left(\frac{0-1BWD}{10}\right) \times \left[\frac{(2000-LCL)}{1500}\right] \times \left[\frac{(150-CIN)}{125}\right] \quad (18)$$

onde $0-6BWD$ corresponde ao vento de corte para os primeiros 6 km (em m/s) e $0-1BWD$ corresponde ao vento de corte para o primeiro quilometro da atmosfera (em m/s).Independentemente das formulações, para valores de STP superiores a 1 existe probabilidade de ocorrência de supercélulas.

O índice EHI, *Energy-Helicity index*, foi desenvolvido para identificar o potencial para a ocorrência de tornados (Thompson et al, 2003) combinando o $CAPE$ com a helicidade. No entanto, a formulação inicial (Hart and Korotky, 1991), utilizava o $CAPE$ total e a helicidade para os 3 primeiros quilómetros. Posteriormente, Rasmussen (2003) demonstrou que considerando apenas a helicidade para o primeiro quilómetro da atmosfera com o $mlCAPE$ havia uma melhor discriminação entre supercélulas com tendência para a formação de tornados com supercélulas sem essa tendência. Deste modo utilizou-se a seguinte formulação (Rasmussen,2003),

$$EHI = \frac{(mlCAPE * 0-1SRH)}{160000} \quad (19)$$

onde $mlCAPE$ vem em J/kg e a helicidade para o primeiro quilometro , $0-1SRH$, vem em m^2/s^2. No entanto, também determinou-se o EHI utilizando a helicidade para os três primeiros quilómetros, $0-3SRH$, vem em m^2/s^2, de modo a se comparar.

3. ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Nesta secção será feita a exposição de alguns dos resultados obtidos assim como a respetiva análise.

O tornado de Silves ocorrido a 16 de Novembro de 2012 foi classificado numa escala de F3/T6 (escala de Fujita e TORRO, respetivamente), com ventos de aproximadamente 256-295 km/h apresentando uma extensão de cerca de 38 km dos quais 7 km foram percorridos sobre água, apresentando uma largura de 100 a 300 m (relatório IPMA), sendo considerado um tornado moderadamente devastador (escala de TORRO) ou forte (escala de Fujita).

O tornado ocorrido em Málaga a 17 de Novembro de 2012 não foi tão intenso quanto o de Silves e teve origem nas mesmas estruturas convectivas que deram origem ao tornado de Silves. A este tornado foi associado grande quantidade de precipitação, cerca de 250 mm em 20 minutos, onde se registou uma velocidade máxima de rajada na ordem dos 57.4 km/h, aeroporto internacional de Málaga.

Seguidamente serão analisados os diferentes conjuntos de índices calculados que apresentaram resultados positivos para ambientes favoráveis à ocorrência de tornados.

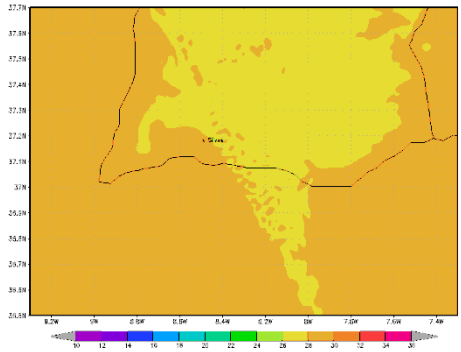
a. Índices termodinâmicos

Comparando com os resultados obtidos por Viceto (2013), verifica-se diferenças em praticamente todos os índices termodinâmicos calculados em comum, verificando-se valores inferiores em quase todos os índices. Neste trabalho obteve-se conjuntos de índices termodinâmicos que identificam de forma positiva os ambientes favoráveis para a ocorrência de tornados.

Os valores obtidos para o índice CIN, independentemente do tipo de CIN, indicam a falta de inibição para a ocorrência de movimentos convectivos, demonstrando que os movimentos verticais verificados na presença de supercélulas encontram-se favorecidos (imagens não mostradas).

O índice VT, *vertical totals*, demonstrou a presença de ambiente favorável para ocorrência de tempestades (figura 2), assim como o índice CT (figura 3), *cross totals*, que indica a presença de ambiente favorável para a ocorrência de alguns tornados podendo possivelmente gerar-se fortes tornados, sendo estes dois índices não calculados por Viceto (2013) demonstrando ser uma mais valia para identificar os ambientes favoráveis à ocorrência dos tornados.

a)



b)

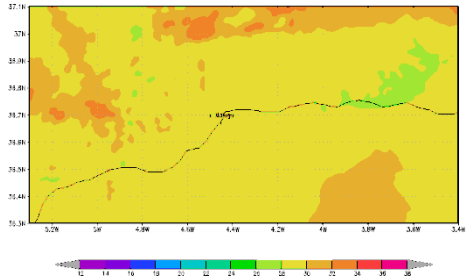
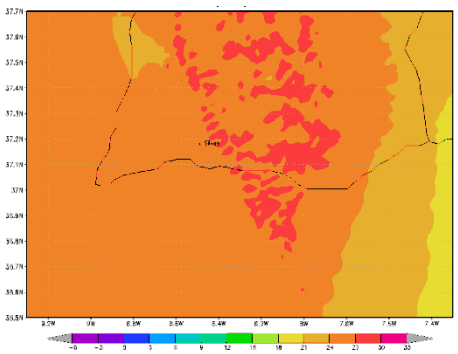


Figura 2*- Campo do índice VT em que a) representa o domínio 3, do dia 16/11/2012 às 13h. Em b) representa o domínio 4 às 10h do dia 17/11/2012. *Field of VT index where a) represents the third domain of the day 16/11/2012 at 1:00 p.m. and b) represents the fourth domain of the day 17/11/2012 at 10:00 a.m..

a)



b)

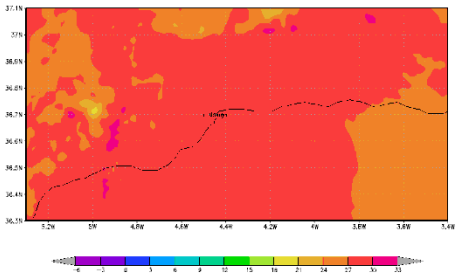


Figura 3*- Campo do índice CT em que a) representa o domínio 3, do dia 16/11/2012 às 13h. Em b) representa o domínio 4 às 10h do dia 17/11/2012. *Field of CT index where a) represents the third domain of the day 16/11/2012 at 1:00 p.m. and b) represents the fourth domain of the day 17/11/2012 at 10:00 a.m..

No entanto, o índice TT que é determinado pela junção do índice VT e CT apenas apresenta valores favoráveis para a ocorrência de tornados no caso de Málaga, onde nesta situação há indicação da possibilidade da ocorrência de tempestades severas (imagens não mostradas). Viceto (2013) não obteve valores que

referissem existência de ambiente favorável para a ocorrência dos tornados, independentemente do local.

Alguns dos restantes índices não apresentaram as condições mais favoráveis, os valores mais elevados, para a instabilidade necessária para a ocorrência dos respetivos tornados. No entanto, os valores obtidos são elevados e indiciam a existência de ocorrência de instabilidade que poderá ser a necessária para a ocorrência dos tornados tendo estes ocorridos na realidade. Exemplo disso foi o índice K, este índice indicou a existência de potencial convectivo moderado para ambos os locais (figura 4).

a)

b)

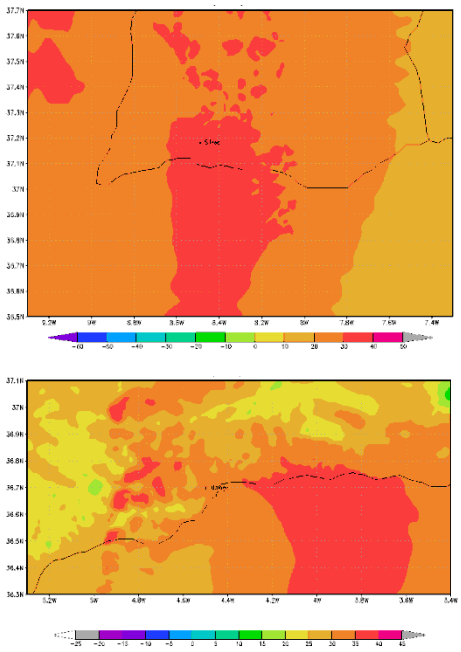


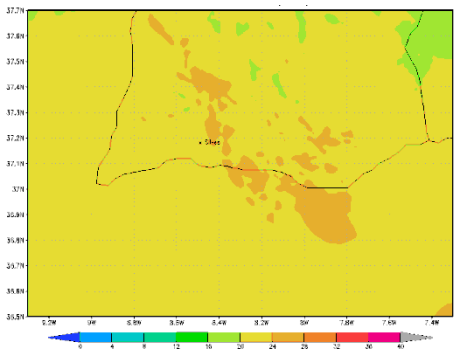
Figura 4* - Campo do índice K em que a) representa o domínio 3, do dia 16/11/2012 às 13h. Em b) representa o domínio 4 às 10h do dia 17/11/2012. *Field of K index where a) represents the third domain of the day 16/11/2012 at 1:00 p.m. and b) represents the fourth domain of the day 17/11/2012 at 10:00 a.m..

Viceto (2013) obteve para o índice K baixos valores indiciando potencial convectivo reduzido para ambos os tornados, contrastando com os valores obtidos neste trabalho que evidenciam potencial convectivo moderado. Contudo, houve índices que apresentaram valores elevados para apenas um dos locais, como o índice TT já referido anteriormente e o CAPE, independentemente do tipo (imagens não mostradas).

b. Índices de instabilidade dinâmica

Analisando os resultados obtidos para o vento de corte, verificou-se que os valores máximos foram obtidos para os primeiros 6km na ordem dos 24 m/s (86 km/h) para Silves e de 28 m/s (101 km/h) para Málaga (Figura 5), para o primeiro quilómetro o máximo obtido foi de 12 m/s (43 km/h) para ambos os locais (Figura 6).

a)



b)

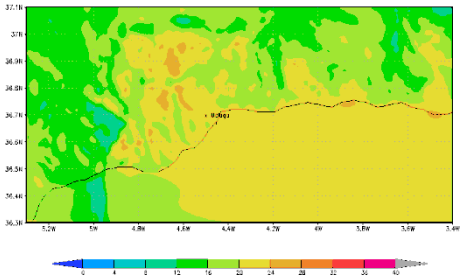


Figura 5* - Campo do vento de corte (m/s) para os primeiros 6 km em que a) representa o domínio 3, do dia 16/11/2012 às 13h. Em b) representa o domínio 4 às 10h do dia 17/11/2012. *Field of wind shear for the first 6 km where a) represents the third domain of the day 16/11/2012 at 1:00 p.m. and b) represents the fourth domain of the day 17/11/2012 at 10:00 a.m..

a)

b)

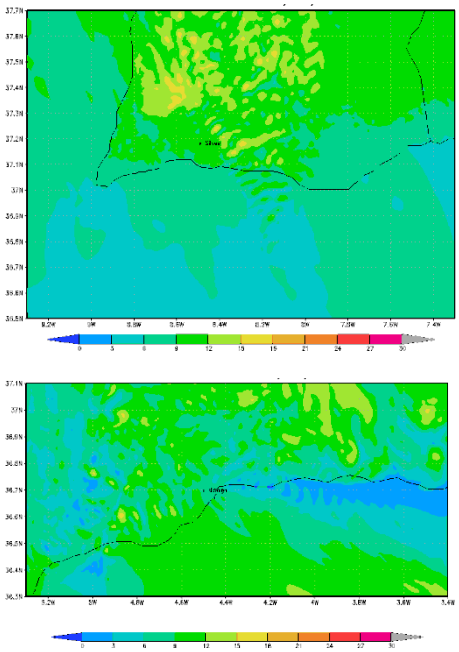


Figura 6 - Campo do vento de corte (m/s) para o primeiro km em que a) representa o domínio 3, do dia 16/11/2012 às 13h. Em b) representa o domínio 4 às 10h do dia 17/11/2012. *Field of wind shear for the first km where a) represents the third domain of the day 16/11/2012 at 1:00 p.m. and b) represents the fourth domain of the day 17/11/2012 at 10:00 a.m.*

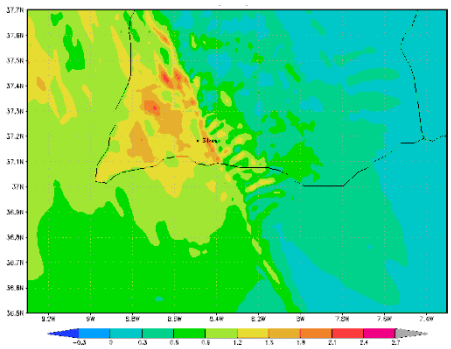
Independentemente do domínio e da camada do vento de corte calculada verifica-se ao analisar os campos acima que os valores máximos do vento de corte nunca estão localizados no local da ocorrência dos tornados. Os valores obtidos para a helicidade para o primeiro quilómetro indicam probabilidade de ocorrência de supercélulas com presença de tornados, no entanto para os primeiros três quilómetros verifica-se apenas condições favoráveis para a ocorrência de tornados apenas para Málaga (imagens não mostradas). O BRN shear apresentou valores positivos para identificar o tornado apenas para o caso de Málaga enquanto que os valores obtidos para Silves indicaram apenas a presença de tempestades (imagens não mostradas). Analisando os resultados obtidos por Viceto (2013) existe novamente uma discrepância nos resultados obtidos por Viceto (2013) e aqueles obtidos neste trabalho. Os valores mais evidentes estão associados à helicidade tendo Viceto (2013) obtido apenas valores favoráveis para a ocorrência de tornados para Silves, helicidade para o primeiro quilómetro, enquanto neste trabalho obteve-se valores positivos para ambos os locais. Para a helicidade para os primeiros 3km, a conclusão obtida foi a mesma. No entanto, os valores obtidos por Viceto (2013) são bastante inferiores aos obtidos neste trabalho. Ao observar os valores obtidos para o *BRN shear* por Viceto

(2013) verifica-se também a existência de diferenças, tendo este autor referido a existência de condições favoráveis para ocorrência de supercélulas em ambos os tornados, enquanto que neste trabalho apenas se verifica condições favoráveis para a ocorrência de supercélulas no caso de Málaga.

c. Índices compostos

Ao observarmos os valores obtidos para os índices de instabilidade compostos verifica-se que os valores obtidos para STP, independentemente da formulação, foram superiores a 1 para ambos os casos indiciando elevada probabilidade de ocorrência de supercélulas. Analisando as imagens obtidas para este trabalho verifica-se a existência de uma linha de instabilidade com ligeira inclinação para Oeste, no caso do domínio que representa Silves. Registando-se valores máximos de STP, independentemente da formulação, ao longo dessa linha de instabilidade, onde nem sempre os valores máximos localizam-se no local da ocorrência dos tornados. Torna-se também possível de identificar a existência de uma maior área de instabilidade favorável a ocorrência de supercélulas para o índice STP (Figura 7) e STP, com sbCAPE (Figura 8). O mesmo se aplica para o domínio que representa Málaga. Para Málaga, o índice STP demonstrou uma grande extensão de valores elevados verificando-se que o máximo localiza-se mais a sudoeste do local onde foi identificado o tornado.

a)



b)

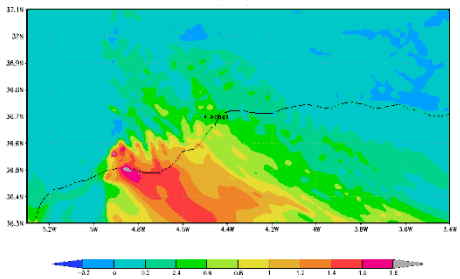
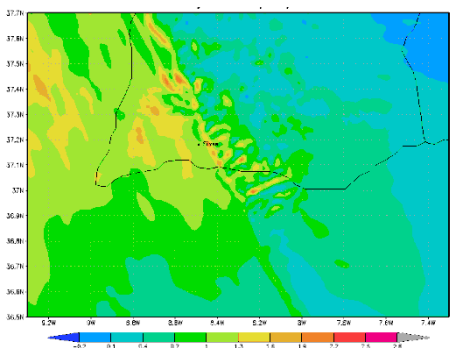


Figura 7* - Campo do índice STP em que a) representa o domínio 3, do dia 16/11/2012 às 13h. Em b) representa o domínio 4 às 10h do dia 17/11/2012. *Field of STP index where a) represents the third domain of the day 16/11/2012 at 1:00 p.m. and b) represents the fourth domain of the day 17/11/2012 at 10:00 a.m..

a)



b)

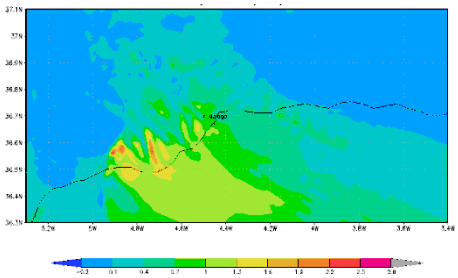
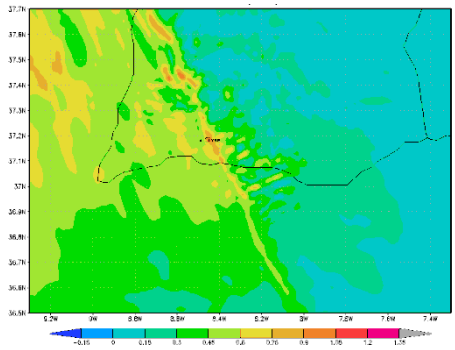


Figura 8* - Campo do índice STP(sbCAPE) em que a) representa o domínio 3, do dia 16/11/2012 às 13h. Em b) representa o domínio 4 às 10h do dia 17/11/2012. *Field of STP (sbCAPE) index where a) represents the third domain of the day 16/11/2012 at 1:00 p.m. and b) represents the fourth domain of the day 17/11/2012 at 10:00 a.m..

Apesar da variação verificada para o índice EHI os valores obtidos, para ambas as camadas, demonstram elevada probabilidade para a ocorrência de tornados podendo ser fracos ou fortes (Figura 9 e 10). No entanto, os valores máximos deste índice foram registados para a camada 0-3km para o tornado de Silves (Figura 10). Comparando os campos obtidos, verifica-se que foram obtidos valores superiores para Silves quando comparado com Málaga. De notar também que este índice identifica bem a linha de instabilidade do mesmo modo que o índice STP, verificando-se também que nem sempre aos locais próximos de onde foram observados os tornados se verificam os valores máximos de EHI. Viceto (2013) não obteve valores que evidenciassem a probabilidade de tornados para o índice EHI, sendo que a formulação utilizada neste trabalho difere da utilizada por este autor, sendo que neste trabalho foi utilizado o mlCAPE na determinação do índice em vez do sbCAPE como utilizou Viceto (2013).

a)



b)

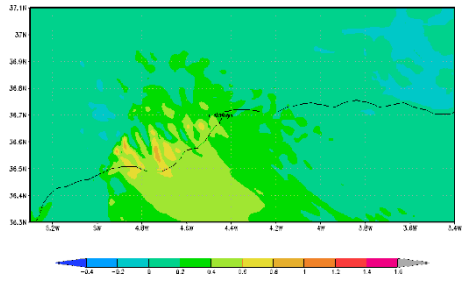


Figura 9 - Campo do índice EHI para o primeiro quilometro em que a) representa o domínio 3, do dia 16/11/2012 às 13h. Em b) representa o domínio 4 às 10h do dia 17/11/2012. *Field of EHI index for the first km where a) represents the third domain of the day 16/11/2012 at 1:00 p.m. and b) represents the fourth domain of the day 17/11/2012 at 10:00 a.m.*

a)

b)

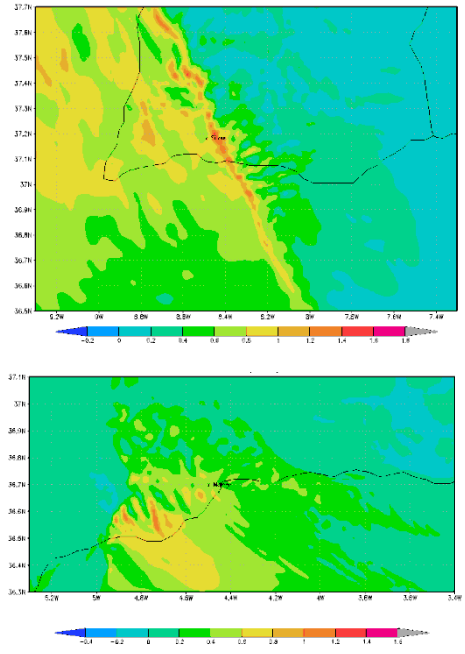


Figura 10* - Campo do índice EHI para os primeiros 3 quilometros em que a) representa o domínio 3, do dia 16/11/2012 às 13h. Em b) representa o domínio 4 às 10h do dia 17/11/2012. *Field of EHI index for the first 3 km where a) represents the third domain of the day 16/11/2012 at 1:00 p.m. and b) represents the fourth domain of the day 17/11/2012 at 10:00 a.m.

Os restantes índices apresentaram valores máximos que evidenciam a probabilidade para a ocorrência de tornados apenas para um dos locais, um exemplo desse índice é o BRN que demonstra a probabilidade de ocorrência de supercélulas para Silves, assim como o índice CSSP (imagens não mostradas). O índice CSSP não foi calculado por Viceto (2013) , no entanto, para Silves, apresentou resultados favoráveis para a ocorrência de tornados severos. O índice SCP identifica a possibilidade de ocorrência de tornados para Málaga (imagens não mostradas), apesar dos valores obtidos por Viceto (2013) serem inferiores as conclusões tiradas para este índice são as mesmas. Contudo o índice SWEAT para este trabalho indicou probabilidade de ocorrência de tempestades com tornados apenas para Málaga, no entanto Viceto (2013) obteve resultados que não indiciam existência de ambiente favorável para a ocorrência de tornados, independentemente do local.

4. CONCLUSÕES

Este tipo de fenómenos é de difícil "previsão", contudo para a sua formação é necessária a existência de instabilidade atmosférica e esta é possível de prever através dos modelos numéricos. No entanto, para a península ibérica os estudos efetuados sobre estes fenómenos são escassos sendo necessário desenvolver de modo a ser possível de prever a ocorrência de tornados diminuindo assim os prejuízos causados por estes assim como as vidas retiradas. Com este trabalho pretendeu-se colmatar, em parte, a grande lacuna existente na identificação de condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de tornados. Através de três tipos de índices (termodinâmicos, compostos e dinâmicos) aplicados aos tornados ocorridos em Silves e em Málaga foi possível de estabelecer grupos de índices que melhor indicam a possibilidade de ambientes favoráveis a ocorrência de tornados.

Para ambos os tornados não foram obtidos valores elevados de CAPE característicos em ambientes convectivos favoráveis a ocorrência de tornados, como presentes nos EUA, o que permite concluir que para a Península Ibérica este índice parece não ter um papel preponderante na identificação da ocorrência de tornados.

Um conjunto elevado de índices identifica de forma favorável a probabilidade de ocorrência de ambos os tornados. Para os índices de instabilidade termodinâmica salientaram-se os índices referentes ao VT, CT e K. Nos índices de instabilidade dinâmica salientou-se o vento de corte. Para os índices compostos é de salientar todas as formulações do índice STP assim como o índice EHI.

Em suma, nem todos índices calculados conseguiram prever a ocorrência de tornados.

Para trabalhos futuros seria interessante aplicar os mesmos índices a outros tornados ocorridos para Portugal e para Espanha, e verificar se os mesmos estarão em concordância com os resultados obtidos neste trabalho, estabelecendo assim um grupo de índices eficaz na identificação de condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de tornados. Quando aplicados em modo de "previsão", estes índices poderão constituir uma ajuda importante na prevenção dos efeitos associados à ocorrência de tornados.

5. AGRADECIMENTOS

Este trabalho é financiado por fundos FEDER através do Programa Operacional Factores de Competitividade – COMPETE e por fundos Nacionais Portugueses através da FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia, no âmbito do projeto "Climate change of precipitation extreme episodes in the Iberian Peninsula and its forcing mechanisms" – CLIPE. PTDC/ AAC-CLI/111733/2009.

6. LISTA DE REFERÊNCIAS

Aran, M.,J. Amaro,J. Arús, J. Bech, F. Figuerola, M. Gayà, E. Vilaclara (2009): "Synoptic and mesoscale diagnosis of a tornado event in Castellcir, Catalonia,on 18th October 2006". Atmospheric Research,93:147-160.

Craven,J., H. Brooks.(2003): "Baseline Climatology of Sounding Derived Parameters Associated with Deep, Moist Convection". National Weather Digest Article.

Hart, J. A., W. Korotky(1991):" The SHARP workstation vl.50 users guide". NOAA/National Weather Service. 30 pp. [Available from NWS Eastern Region Headquarters, 630 Johnson Ave.,Bohemia, NY 11716.]

Leitão,P.(2003): "Tornadoes in Portugal", Atmospheric Research,381-390.

Pinto P, Leitão P.(2012):" Relatório Técnico – Tornado de Silves – 16 novembro 2012", IPMA.

Rasmussen, E. N.(2003): "Refined supercell and tornado forecast parameters".Wea. Forecasting, 18, 530–535.

Rotunno, R.(1981):" On the evolution of thunderstorm rotation". Mon. Weather Rev. 109, 577–586.

Skamarock, W., J. Klemp,J. Dudhia, D. Gill, D. Barker, W. Wang, J. Powers (2008): "A Description of the Advanced Research WRF Version 3". NCAR technical note, 113pp.

Stensrud, D. J., J. V. Cortinas Jr., H. E. Brooks (1997): "Discriminating between tornadic and nontornadic thunderstorms using mesoscale model output". Wea. Forecasting, 12, 613–632.

Stull, R. (2000): "Meteorology for Scientists and Engineers".Gary Garlson.

Thompson R,R. Edwards,J. Hart,K. Elmore, P. Marjowski(2003):" Close Proximity Soundings within Supercell Environments Obtained from the Rapid Update Cycle." Weather and Forecasting 18: 1243-1261.

Van Der Velde O.(2007): "Guide to using Convective Weather Maps."

Varmaghani, A.(2011):"An Analytical Formula for Potential Water Vapor in an Atmosphere of Constant Lapse Rate". Terr. Atmos. Ocean. Sci.23:17-24.

Viceto, C.(2013): "A utilização de índices de instabilidade na previsão de condições favoráveis à formação de tornados". Relatório de Projeto de licenciatura. Departamento de Física, Universidade de Aveiro.43 páginas.

WRF-Chem skill in simulating a Saharan dust Event over Portugal

J. Teixeira[(1)], A. C. Carvalho[(2)] and A. Rocha[(3)]
[(1)] CESAM, Physics Department, University of Aveiro, jcmt@ua.pt
[(2)] CENSE - Center for Environmental and Sustainability Research, DCEA-FCT/UNL, ana.carvalho@ua.pt
[(3)] CESAM, Physics Department, University of Aveiro, alfredo.rocha@ua.pt

SUMMARY

The Weather Research and Forecasting model (WRF) skill in simulating aerosol concentrations for Portugal was evaluated using the Sahara dust event that occurred between June 20th and 30th 2012. This dust event influenced atmospheric radiative properties over NW Africa, the Iberian Peninsula, The Western Mediterranean basin, extending to France and Southern England, being its signature well represented in satellite imagery and in the air quality stations in the Iberian Peninsula and AERONET NASA network.
During the period under study few fire hot spots were sensed over the Iberia Peninsula (MODIS data), making such event an opportunity to study the influence of dust aerosol in the atmosphere excluding the influence of wildfires typical of Portuguese summer time.
The WRF-Chem model was run in online mode with a parent domain covering Europe and North Africa and a nested domain including the Iberia Peninsula. To evaluate the model skill and its dependency on the planetary boundary layer (PBL) parameterisation choice, the model was run with three different PBL schemes.
The model data was then compared against the PBL height from several radiosounding profiles over the Iberian Peninsula and against PM10 at surface.
Results showed that the model has low skill in simulating the planetary boundary layer height and that the difference produced by the parameterization choice does not significantly affect the model results. The simulation of PM10 concentrations showed that the performed simulations present similar results. Furthermore, it has been seen that the model has no skill in simulating PM10 concentrations at the surface level and that the different parameterizations change the vertical distribution of PM10 concentration.

1. INTRODUCTION

With the increasing computational resources, numerical models tend to be able to represent more complex processes. In atmospheric chemistry modelling, these increases in resources provide the means to capture fine-scale phenomena - clouds, precipitation, mesoscale circulation and sub-grid convective systems among others. Moreover, it allows for an efficient implementation of online atmosphere-chemistry modelling.

The online coupling modelling approach presents several advantages when compared to offline coupling. Among others, the existence of only one grid and the lack of interpolation in space between meteorological and chemistry variables; also, there is no time interpolation and all meteorological variables are available at the right time; furthermore, the physical parameterisations and numerical schemes are the same preventing inconsistencies and making the inclusion of feedback mechanisms possible (Grell et al., 2005; Baklanov and Korsholm, 2008; Zhang, 2008; Grell and Baklanov, 2011; Tuccella et al., 2012).

However, in order to be able to understand model results one should first understand their limitations, their ability to represent the observed atmosphere and their sensitivity to the option that are chosen to configure it.

It is known that the Planetary Boundary Layer (PBL) plays an important role for the whole atmosphere-earth system acting as an interface where the coupling between the atmosphere and the Earth's surface occurs. This interface contains most of the aerosol and water vapour present in the atmosphere. The PBL has a great depth variation in both space and time and it controls the transfer of momentum, heat and moisture between the Atmosphere and the Earth's surface, leading to the control of the aerosol transport within the troposphere (Colarco et al. 2004; Matthias et al. 2004). Due to this processes within the PBL and given their interaction with radiation, understanding of the PBL interactions is crucial to the study of atmospheric dynamics as well as the improvement of our ability to model the coupling between the atmosphere and Earth's surface (Konor et al. 2009; Jordan et al. 2010).

As seen so far, the presence of aerosols substantially modifies the atmosphere and surface radiation budget. In the Iberia Peninsula, dust aerosol plays an important role in aerosol concentrations being the Saharan desert the main source of mineral aerosols. Thereby, several authors have focused on Saharan dust episodes affecting this region (Escudero et al. 2006; Guerrero-Rascado et al. 2007; Toledano et al. 2007).

The objective of this work is to study the Weather Research and Forecast (WRF) Chemistry model sensitivity to several PBL parameterisations and its skill to simulate the aerosol concentration in a Sahara dust event that occurred in the Iberia Peninsula in 2012.

2. METHODS AND DATA

The numerical model used in this work is the Weather Research and Forecasting Advance Research model (WRF-ARW) version 3.5 (Skamarock et al., 2008). WRF is a mesoscale non-hydrostatic meteorological model that includes several options for physical parameterizations of Planetary Boundary Layer (PBL), land surface, and cloud processes. The WRF-Chem is a version of WRF with online coupled chemistry model where meteorological and chemical components of the model can be simulated simultaneously. A complete description of the model is given by Grell et al. (2005) and Fast et al. (2006).

Toward the objective of accessing model skill in simulating aerosol concentrations and its sensitivity to the PBL scheme, a Saharan dust event that occurred between June 20th and 30th 2012 was used has case study. This event influenced atmospheric radiative properties over NW Africa, the Iberian Peninsula and the Western Mediterranean basin, extending its influence to France and Southern England. This event is well documented in satellite

Peninsula and the NASA Aerosol Robotic Network (AERONET) [1].

According to MODIS [2] product, few fire hot spots were sensed over the Iberian Peninsula during this period. This makes such event an opportunity to study the influence of dust aerosol in the atmosphere, excluding the influence of major wildfires events over Portugal, during summer time.

Given this, the WRF-Chem model was run in online mode, during the event period, with a parent domain covering Europe and North Africa and a nest domain, which includes the Iberian Peninsula, with 45 and 15 km^2 horizontal resolutions respectively (see Figure 1). To achieve dynamical consistency between chemical and physical variables, a warm up time period of 96 hours was considered. The simulations were run for three different setups, for which different PBL schemes and Surface Layer Models (SLM) were considered (as described in Table 1) in order to study the model sensitivity to this parameterization under the influence of this particular Saharan dust event.

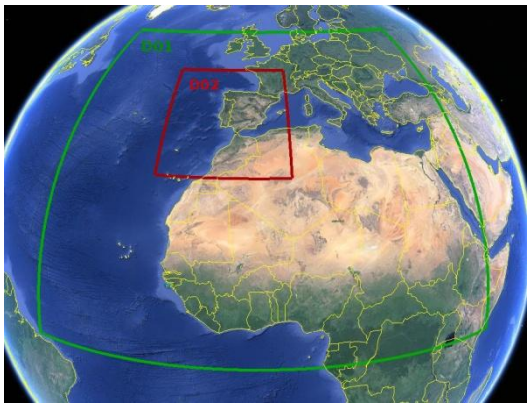


***Figure 1*- WRF-Chem model domains d01 and d02 used in the performed simulations.**

***Table 1* - Description of the set of performed simulations.**

Tag	PBL Opt.	SLM Opt.
Sim11	Yonsei Uni.	MM5 Similarity
Sim51	Mellor-Yamada Nakanishi 2.5	MM5 Similarity
Sim52	Mellor-Yamada Nakanishi 2.5	Eta Similarity
Sim81	BouLac PBL	MM5 Similarity
Sim82	BouLac PBL	Eta Similarity

Initial and lateral boundary conditions for the meteorological fields where taken from ERA-Interim reanalysis (Dee et al. 2011) and provided to the model at a six hour interval. The ERA-Interim reanalysis has an approximate horizontal resolution of 0.75° × 0.75° that extends vertically in 60 unequally spaced model levels. For the chemistry initial and lateral boundary conditions the MOZART-4/GEOS-5 global offline chemical model (Emmons et al. 2010). This model is driven by meteorological fields from the NASA GMAO GEOS-5 model using anthropogenic emissions based on David Streets' inventory for ARCTAS and fire emissions from FINN-v1 (Wiedinmyer et al. 2011) was considered. These model results are available with horizontal resolution of 1.9° × 2.5° extending vertically with 56 model levels.

In order to provide anthropogenic (urban/industrial) chemical emissions to the WRF-Chem model the RETRO (REanalysis of the TROpospheric chemical composition over the past 40 years) database was used. The RETRO database is hold by a European project coordinated by the Max Planck Institute for Meteorology in Hamburg. It offers global emissions at monthly and 0.5°×0.5° temporal and horizontal resolutions respectively, for a large variety of pollutants categories and sub-categories, and is based on the year 2000. The prepchem sources software, version 1.3, was used to prepare this emission inventory to WRF-Chem (Freitas et al. 2010). The biogenic emissions were provided to the model by the Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature with the species with a horizontal resolution of 1 km^2 updated monthly (Guenther et al., 2006). The set of parameterizations used to simulate this event was the following: Purdue Lin scheme microphysics (Chen and Sun 2002), Goddard shortwave radiation (Chou et al., 1998), Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) long-wave radiation model (Mlawer et al., 1997), the Noah Land Surface Model (Chen and Dudhia, 2001) and in terms of cumulus parameterization, the Grell-3 ensemble scheme (Grell and Devenyi, 2002). To this parameterisation set changes were made to the PBL and SLM schemes according to table 1. In order to analyze the model results, focusing on the evaluation of the WRF-Chem model sensitivity to the PBL scheme, the difference field related to PBL height was computed between the experiments and the control simulation. Furthermore, to have a better knowledge in how PBL choice affect dust aerosol generation and its distribution over the study area, the difference fields for particulate matter (PM) concentration was also computed. Finally, for model skill evaluation, a more detailed comparison between modeled and observed data series for hourly PM concentration and 12-hourly PBL height as well as skill analysis for every experiment was performed.



***Figure 2* - Location of the observation stations - Blue for radiosoundings and yellow for surface air quality stations.**

A total of 33 air quality stations measuring Particulate Matter concentrations data particle greater than 10 micrometers (PM10) was considered. These stations are owned and operated by the Portuguese Environment Agency. PBL height observation data was retrieved from 13 sounding stations scattered over the study domain. Nine of these stations presented data with a 12 hour periodicity and four with 24 hour periodicity. To identify the PBL height from radiosounding data a temperature-based method was used. The location of these stations can be found in Figure 2.

Relevant measures to determine and analyze model skill were used according to Pielke (2002), such as the Bias, the Root Mean Squared Error (*RMSE*), the Standard Deviation of the RMSE (*STDE*), the RMSE after the removal of a constant bias (E_{UB}), both modeled and observed Standard Deviation (S and S_{obs} respectively) and the Correlation Coefficient (R).

It may be considered that the modelled data better reproduces the observations when the modelled standard deviation is approximated to the observed, the RMSE from the simulations is within the natural variability of the observations and the modelled squared Bias is smaller than the squared RMSE. Considering this, the model skill is high when the following criteria are verified.

- $S \approx S_{obs}$
- $RMSE < S_{obs}$
- $E_{UE} < S_{obs}$
- $Bias^2 \ll RMSE^2$
- $R \approx 1$

When comparing modelled data against observations it was considered that the simulation with higher skill was the one that showed better results in the skill scores above. Finally, in order to verify if the model results are significantly different from each other, the Kolmogorov-Smirnov (K-S) statistical test, which testes whether two samples are drawn from the same distribution, at a 95 % confidence level was applied to the time series.

1 – http://www.aeronet.gsfs.nasa.gov
2 – https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov/firemap/

3. RESULTS AND DISCUSSION

As seen before, it is known that the PBL controls most of the aerosol transport. An important parameter of the PBL that is connected to the intensity of the processes occurring within the PBL and is responsible for the variation of near surface concentration of aerosol is the PBL Height.

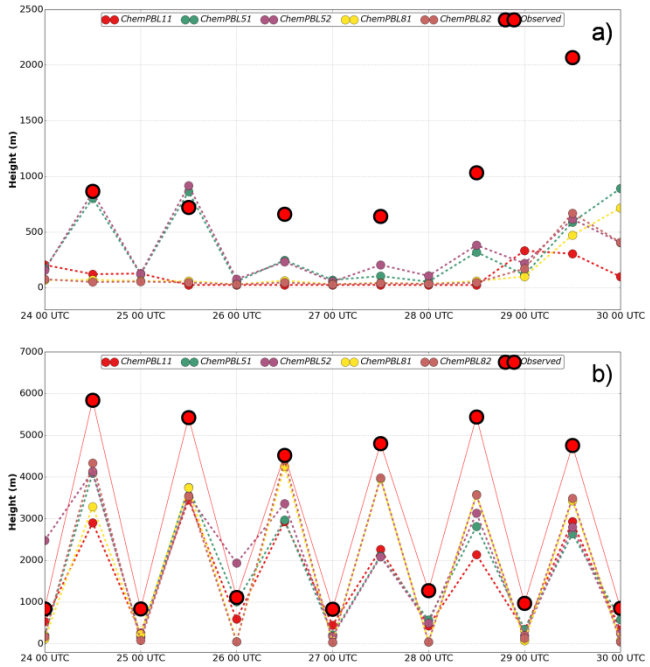


***Figure 3* - PBL height time series for a) Lisbon (Portugal) taken at 00 UTC and b) Bechar (Alger) taken at 00 and 12 UTC between 24 and 30 of June 2012.**

Figure 3 shows the PBL height time series for a) Lisbon taken at 00 UTC and b) Bechar taken at 00 and 12 UTC between 24 and 30 of June 2012. Model results show a clear underestimation of the PBL height in both stations for every choice of parameterization during the simulated period. Furthermore, in Figure 3 b), for Bechar it is possible to see that the model underestimates both the diurnal and nocturnal PBL height, better reproducing the height of the latter. The behaviour of the time series is similar for all stations (not shown), However, the one using BouLac (Sim81 and Sim82) consistently has a lower night PBL height and higher day PBL height than the others.

Since most of the simulations show such a similar behaviour, it becomes difficult to evaluate them. Therefore, that evaluation is better performed through statistical analysis of the data.

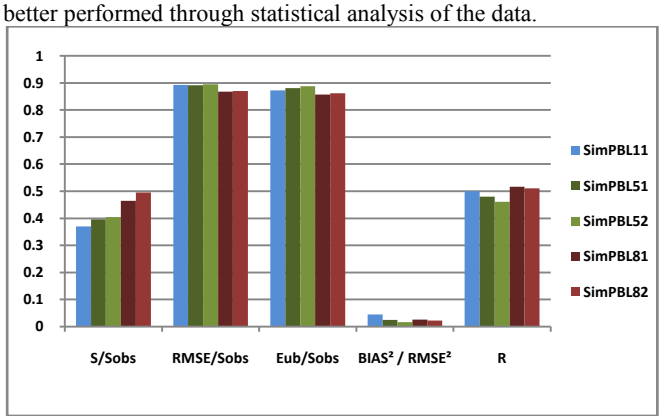


***Figure* 4 - Skill measures for the PBL height considering all the available radiosounding stations.**

Figure 4 shows the previous defined skill measures for the PBL height considering all the available radiosounding stations during the simulated time period. The analysis of Figure 4 shows that all the simulations do not present high skill in simulating the PBL height. It can be seen that all of them show a large RMSE that is close to the natural variability (S_{obs}). Also the modelled PBL height has a small variability when compared to the observed PBL height. Considering all the stations these results show that the BouLac PBL scheme (Sim81) has higher skill when compared to the other tested schemes. However, the differences are small and a more detailed analysis should be performed.

Howbeit, only simulations that used MYNN (sim51 and sim52) and Boulac (Sim81 and Sim82) PBL schemes are statistically different from each other when it comes to the choice of the PBL parameterization (Table 2). From Table 2 it is also possible to conclude that the LSM, that most of the times rely on the choice of the PBL scheme, does not significantly change model results of PBL height (K-S test p-values greater than 1 %).

***Table 2* - Kolmogorov-Smirnov test p-value between simulation (red cells shows here the null hipotesys was reject and green cells here it can not be rejected).**

	Sim11	Sim51	Sim52	Sim81	Sim82
Sim11	1	0.052	0.0371	5.76×10^{-8}	6.14×10^{-9}
Sim51	0.052	1	0.969	2.77×10^{-8}	6.14×10^{-9}
Sim52	0.037	0.969	1	2.77×10^{-8}	1.31×10^{-8}
Sim81	5.76×10^{-8}	2.77×10^{-8}	2.77×10^{-8}	1	0.174
Sim82	6.14×10^{-9}	6.14×10^{-9}	1.31×10^{-8}	0.174	1

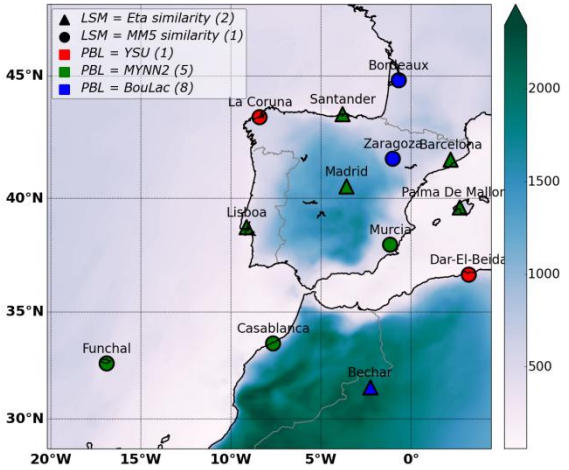


***Figure 5* - Distribution of the simulations with best skill scores for each radiosounding station (dots) and mean PBL height for the simulated period for domain d02 (shaded).**

In Figure 5 the distribution of the simulations with best skill scores for each radio radiosounding station (dots) and mean PBL height for the simulated period for domain d02 (shaded) are depicted. It can be seen that despite Sim81 has the best skill when all radiosounding stations are considered, if one looks to the skill scores separately (for each station individually) the PBL scheme that performs best is not BouLac but MYNN2 (Sim52).

These different results shows that skill for PBL height might be very similar between simulations and the choice of the PBL parameterization scheme may not favour a significant improvement in simulating the PBL height. Nonetheless, it shows that the different LSM does not significantly change model results.

However, the choice of the LSM or PBL scheme does not only change its height but also all the turbulent processes that are contained within it (se for a PBL), including aerosol transport and deposition. Therefore the analysis of the effect of the PBL parameterization in the PM10 concentrations for Portugal was made.

During the simulated period a high pressure system located over North Africa and a depression system located in the Atlantic North (Norwest from the Iberian Peninsula) allowed the transport of a large quantity of dust aerosol to the Iberian Peninsula. The

backtrajectories taken from AERONET data at Evora, Portugal, (Figure 6), has shown that there are two main dust aerosol sources for this event, one close to the surface, between 950 and 850 hPa, and other at higher levels of the atmosphere, between 700 and 500 hPa. The former has its origin in the Saharan desert and in the south of Spain and the latter South from Canary Islands.

This synoptic pattern together with the previous conditions that were present during this time period described in the previous section were found to be suitable to study the effects of the PBL parameterization scheme in the PM concentrations over Portugal.

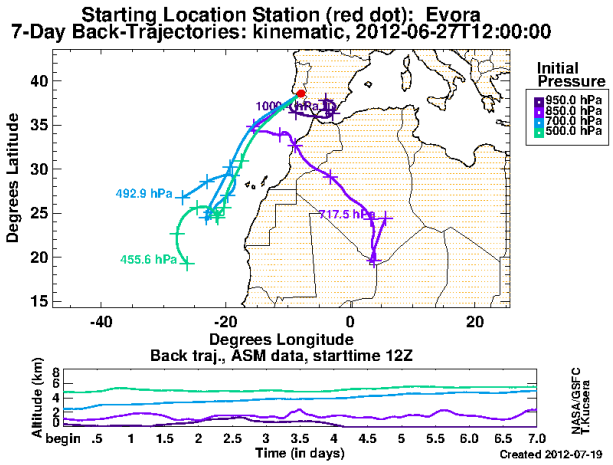


***Figure 6* - Backtrajectories for aerosols taken from AERONET at Évora, Portugal, at 27 June 2012, 1200 UTC.**

Figure 7 shows the PM10 concentration at Malpique for the observations (red) and the different simulations performed (colored lines). It is possible to observe the elevated concentrations around July 27 that are caused by the Saharan dust event. Moreover, it can be seen that the data presents a large hourly variability.

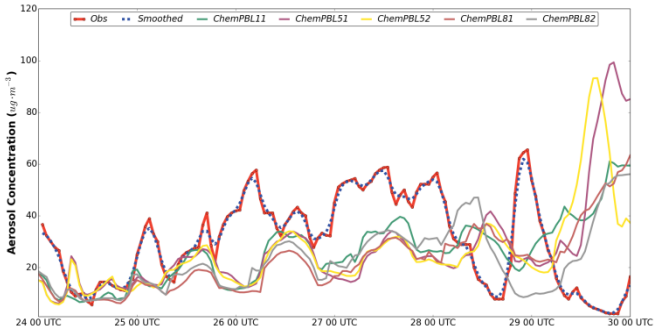


***Figure 7* - PM10 concentration time series at Malpique for the Observations (red) and the different performed simulations (other colours).**

When comparing the observed concentrations to the modelled data for the same location it can be seen that the model largely underestimates the PM concentrations as it fails to reproduce the observed variability. The observed PM10 concentration time series is characterized by the juxtaposition of a low frequency variation – approximately 12-hourly – with higher frequency variability. The lower frequency signal shows a time lag between observed and modelled data.

Comparing the concentration time series between the simulations performed with different PBL parameterizations, it can be seen that they do not display large differences between them, with all simulations presenting a similar behaviour.

Although simulating similar PM10 concentrations, none of the parameterizations produced results which recreate the event being studied.

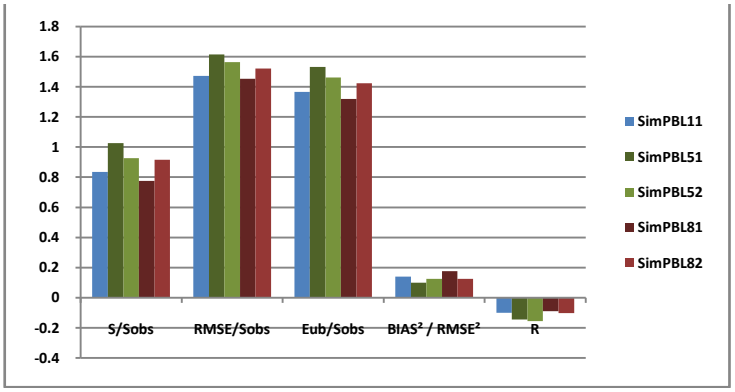


***Figure 8* - Skill measures for the PM10 concentrations considering all the available surface stations.**

Figure 8 shows the previously defined skill measures for the PM10 concentrations, considering all the available surface stations during the simulated time period. This figure shows that none of the simulations have skill in simulating the observed PM10 concentration. All the simulations show RMSE values much higher than the observed natural variability (Sobs) and smaller modelled data variability when comparing to the observed one. Nonetheless, all simulations present small negative values for the correlation coefficient. This negative correlation values seems to be associated with the time series lag that has been described previously. Considering all the stations, these results show that the BouLac PBL scheme (Sim81) has higher skill when compared to the other tested schemes. This result agrees with the fact that the choice of a PBL scheme that better represents the PBL height may present a significant role in accurately simulating the PM10 concentrations and other chemical species that occur within the PBL.

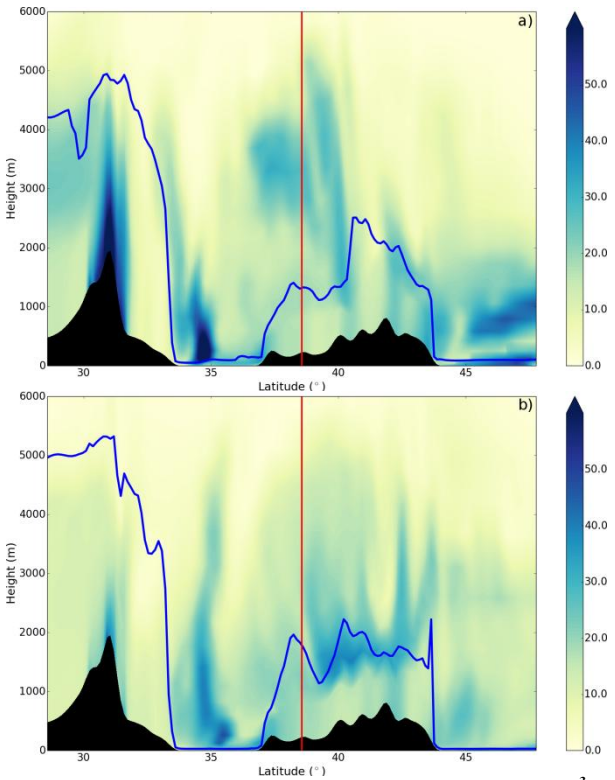


***Figure 9* - Vertical cross-section for PM10 concentrations (μg · m^{-3}) (shaded) the PBL height (m), blue line and location of Évora AERONET station (7.912º W red line) for a) Sim51 and b) Sim81, at 1200 UTC, June 27.**

This low model skill in simulating PM concentrations at surface is consistent with other aerosol modeling studies (Stern et al. 2008; Yu et al. 2008 and Tuccella et al. 2012).

As seen before in this case study, the high concentrations of PM that are observed over Portugal are mostly due to Saharan dust transport, which is closely related to processes that occur within the PBL. Moreover the result from the performed simulations show that PM10 simulated concentrations are more sensitive to the choice of the PBL parameterization than the PBL height.

Given these results, further investigation is needed on the differences seen and the processes behind each parameterization. Figure 9 shows the vertical cross-section for PM10 concentrations ($\mu g \cdot m^{-3}$) (shaded) the PBL height (m) (blue line) and the location of Évora AERONET station (7.912º W, red line) for a) Sim51 and b) Sim81, at 1200 UTC on June 27. In this figure it is possible to observe the differences that distinct PBL parameterizations can produce in the vertical structure of the PM10. Furthermore, it can be seen that the Atlas mountain ridge (on the left of Figure 9) can play an important role in the suspension of PM and its vertical distribution. Furthermore, there is the creation of a buffer zone for the transport of PM, where the high concentrations generated over the Saharan desert are dynamically cast to the free atmosphere, due to high atmospheric stability produced by the Mediterranean Sea (around 35º N).

4. CONCLUDING REMARKS

The main goal of this work was to study the WRF Chemistry model sensitivity to several PBL parameterisations and its skill in simulating aerosol concentration in a Sahara dust event that occurred over the Iberia Peninsula in June 27, 2012.

The event chosen influenced atmospheric radiative properties over NW Africa, the Iberian Peninsula and the Western Mediterranean basin, extending its influence to France and Southern England. Moreover, during the study period few fire hot spots were sensed over the Iberian Peninsula during this period. This makes such event an opportunity to study the influence of dust aerosol in the atmosphere, excluding the influence of major wildfires events over Portugal, during summer time.

To study the model sensitivity to the PBL parameterisation choice three different PBL parameterisations schemes (Yonsei University, MYNN and BouLac PBL schemes) and two land surface models (MM5 Similarity and ETA Similarity) were used, generating five different simulations.

The simulation results were then compared against observed data from radiosounding stations scattered over the Iberian Peninsula for PBL height and PM10 concentration from air quality stations distributed over Portugal. When analyzing the PBL height data it could be seen that the difference between the time series evolution of the modeled PBL height was similar for every simulation. However, the BouLac parameterization presented the lowest night time as well as the highest day time PBL height. The skill analysis performed to this atmospheric variable showed that no simulations presented high skill in simulating the PBL height. All simulations showed a large RMSE and small variability when compared to the observed PBL height taken from radiosounding data. When considering all the radiosounding stations skill results shows that the BouLac PBL scheme (Sim81) was the simulation that presented higher skill although the skill measures were very similar between simulations. Despite this result, if the skill scores are analysed separately (for each station individually) the PBL scheme that performs best is not BouLac but MYNN PBL instead. Furthermore, statistical testing showed that the only simulations that presented statistically different results were BouLacand MYNN PBL. In addition to these results, one could see that the use of a different land surface model did not produce a significant modification to the modelled data.

During the study period, backtrajectories from AERONET data show that the elevated concentrations around July 27 are caused by Saharan dust transport. It is known that the PBL plays an important role for the whole atmosphere-earth system acting as an interface where the coupling between the atmosphere and the Earth's surface occurs. Given this the analysis of model sensitivity to the choice of a PBL parameterisation is crucial to better understand the dust aerosol transport. Comparing the modelled PM10 concentration to the observations it could be seen that the model presents poor skill in simulating PM10 surface concentrations over Portugal. In addition, the model presents an underestimation of PM10 concentration as well as a negative correlation with the observed data, which in turn results in high values of RMSE. Since PM is not only constrained by the surface, the analysis of the vertical profile of PM10 concentrations was performed to the modelled data. This analysis has shown that a different choice of PBL parameterization can produce the vertical structure of the PM10 distribution. Furthermore, it can be seen that the Atlas Mountain can play an important role in the suspension of PM and its vertical distribution. Also, due to the high atmospheric stability over the Mediterranean Sea, it produces a buffer zone for the PM transport. Therefore, the dynamic processes that are behind the PM transport in this area, the mechanisms that are responsible for the vertical mixing and the mass exchange of PM between the PBL and the free atmosphere should be further analyzed and are part of the work in progress by the current authors.

5. REFERENCES

Baklanov, A. and Korsholm, U. (2008). On-line integrated meteorological and chemical transport modelling: advantages and prospectives. Air Pollution Modeling and Its Application XIX, 3–17.

Chen, F. and Dudhia, J. (2001), Coupling an advanced landsurface/hydrology model with the pennstate/ ncar mm5 modeling system. part i: Model description and implementation. Monthly Weather Review, 129:569–585.

Chen, S.-H., and W.-Y. Sun, (2002), A one-dimensional time dependent cloud model. J. Meteor. Soc. Japan, 80, 99–118.

Chou, M.-D., M. J. Suarez, C.-H. Ho, M. M.-H. Yan, and K.-T. Lee (1998), Parameterizations for cloud overlapping and shortwave single-scattering properties for use in general circulation and cloud ensemble models, J. Clim., 11, 202–214.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. and Vitart, F. (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q.J.R. Meteorol. Soc., 137, 553–597.

Emmons, L. K., Walters, S., Hess, P. G., Lamarque, J.-F., Pfister, G. G., Fillmore, D., Granier, C., Guenther, A., Kinnison, D., Laepple, T., Orlando, J., Tie, X., Tyndall, G., Wiedinmyer, C., Baughcum, S. L., and Kloster, S. (2010),Description and evaluation of the Model for Ozone and Related chemical Tracers, version 4 (MOZART-4), Geosci. Model Dev., 3, 43-67.

Fast, J. D., Jr., W. I. Gustafson, R. C. Easter, R. A. Zaveri, J. C. Barnard, E. G. Chapman, G. A. Grell, and S. E. Peckham (2006), Evolution of ozone, particulate, and aerosol direct radiative forcing in the vicinity of Houston using a fully coupled meteorology-chemistry-aerosol model, J. Geophys. Res., 111, D21305.

Freitas, S. R., Longo, K. M., Alonso, M. F., Pirre, M., Marecal, V., Grell, G., Stockler, R., Mello, R. F., and Sánchez Gácita, M. (2010), A pre-processor of trace gases and aerosols emission fields for regional and global atmospheric chemistry models, Geosci. Model Dev. Discuss., 3, 855-888.

Georg Grell, Alexander Baklanov (2011), Integrated modeling for forecasting weather and air quality: A call for fully coupled approaches, Atmospheric Environment, 45, 38, 6845-6851.

Grell, G. A., and D. Devenyi (2002), A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, Geophys. Res. Lett., 29(14), 1693.

Grell, G. A., Peckham, S. E., Schmitz, R., McKeen, S. A., Frost, G., Skamarock, W. C., and Eder, B. (2005). Fully coupled online chemistry within the wrf model. Atmospheric Environment, 39, 37, 6957–6975.

Guenther, A., Karl, T., Harley, P., Wiedinmyer, C., Palmer, P. I., and Geron, C. (2006), Estimates of global terrestrial isoprene emissions using MEGAN (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature), Atmos. Chem. Phys., 6, 3181–3210.

Guerrero-Rascado, J. L., Olmo, F. J., Avilés-Rodríguez, I., Navas-Guzmán, F., Pérez-Ramírez, D., Lyamani, H., and Alados Arboledas, L. (2009) Extreme Saharan dust event over the southern Iberian Peninsula in september 2007: active and passive remote sensing from surface and satellite, Atmos. Chem. Phys. Discuss., 9, 15673-15723.

M. Escudero, X. Querol, J. Pey, A. Alastuey, N. Pérez, F. Ferreira, S. Alonso, S. Rodríguez, E. Cuevas. (2007), A methodology for the quantification of the net African dust load in air quality monitoring networks, Atmospheric Environment, 41, 26, 5516-5524.

Mlawer, E. J., S. J. Taubaman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough (1997), Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, J. Geophys. Res., 102(D14), 16,663–16,682.

Pielke, R. (2002). Mesoscale meteorological modeling, volume 78. Academic Pr.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barke, D. M., Wang, W., and Powers, J. G. (2008). A description of the advance reaserch wrf version 3. Technical report, NCAR.

Stern, R., R. Yamartino, and A. Graff (2006), Analyzing the response of a chemical transport model to emissions reductions utilizing various grid resolutions, paper presented at 28th InternationalTechnical Meeting on Air Pollution Modelling and Its Application, NATO, Leipzig, Germany. Stern, R., et al. (2008), A model inter-comparison study focussing on episode with elevated PM10 concentrations, Atmos. Environ., 42, 4567–4588.

Toledano, C., V. E. Cachorro, A. M. de Frutos, M. Sorribas, N. Prats, and B. A. de la Morena (2007), Inventory of African desert dust events over the southwestern Iberian Peninsula in 2000–2005 with an AERONET Cimel Sun photometer, J. Geophys. Res., 112, D21201.

Tuccella, P., Curci, G., Visconti, G., Bessagnet, B., Menut, L., and Park, R. J. (2012). Modeling of gas and aerosol with wrf/chem over europe: Evaluation and sensitivity study. Journal of Geophysical Research, 117, D3.

Wiedinmyer, C., Akagi, S. K., Yokelson, R. J., Emmons, L. K., Al-Saadi, J. A., Orlando, J. J., and Soja, A. J. (2011), The Fire INventory from NCAR (FINN): a high resolution global model to estimate the emissions from open burning, Geosci. Model Dev., 4, 625-641.

Yu, S., R. Mathur, K. Schere, D. Kang, J. Pleim, J. Young, D. Tong, G. Pouliot, S. A. McKeen, and S. T. Rao (2008), Evaluation of real-time PM2.5 forecasts and process analysis for PM2.5 formation over the eastern United States using the Eta-CMAQ forecast model during the 2004 ICARTT study, J. Geophys. Res., 113, D06204.

Zhang, Y. (2008), Online-coupled meteorology and chemistry models: History, current status, and outlook, Atmos. Chem. Phys., 8, 2895–2932.

Probabilidad de impacto de plumas volcánicas en España.
Volcanic plumes impact probability over Spain.

María D. Valentí Pía[(1)], José A. Adame Carnero[(1)], Manuel Gil Ojeda[(2)] y Benito A. de la Morena[(1)]

[(1)]Estación de Sondeos Atmosféricos 'El Arenosillo', Área de Investigación e Instrumentación Atmosférica, Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA). Crta. Huelva-Matalascañas, km 34. 21130. Mazagón-Huelva (valentipmd@inta.es).

[(2)]Área de Investigación e Instrumentación Atmosférica, Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA). C/ Ajalvir km4, Torrejón de Ardoz, Madrid

SUMMARY

Ash and SO_2 emissions from volcanoes activity is cause of damages in the environment and human health. In addition, they constitute a significant risk for aircrafts. From the experience gained after the Eyjafjallajökull (Iceland) eruption in May 2010, it was found that ash cloud tracking systems of moderate resolution were only available as scientific products. In particular, scientific aircrafts had significant problems to identify the position of the plume when flying during the crisis. Although plans are on-going to overcome this limitation, to our knowledge no study on plume encounters probability is yet available. Reliable information on chances of having ash events over Spain is a useful tool for the design of a coordinated risk protocol. In this framework, a study of air masses transport from volcano sources to Spain has been performed as a part of a broader scale forecast system for air navigation on volcanic crisis. Based on a double criterion, distance and eruptive history, the potential volcanic areas that could affect Spain have been identified: Azores Islands (Portugal), Canary Islands (Spain), Iceland and the South of Italy. Forward trajectories computed with HYSPLIT model have been used to know the path of the plumes, taking as a departure point the volcanoes location in the period 2005-2010. To compute the forward trajectories and the ash dispersion, the GDAS-NCEP meteorological fields at a spatial resolution of 1ºx1º have been used. Spain has been divided in eight regions and the frequency of impact in each of them has been calculated, as well as their monthly variation, weather conditions associated, and the time flight spend by the plumes to reach each region. Portuguese and Spanish volcanoes present the higher impact probability. The ash plume arrives to Spain in 26-50 hours and mainly affects the Southern Spain in summer. The arrival of Icelandic plumes are less frequent, being the Northeast in cold season the most affected area, travelling between 30 and 100 hours from the beginning of the eruption. Italian volcanoes show the lowest probability of arrivals, being Baleares islands the most affected region, mainly in October and April, in a time ranging between 36 and 93 hours after eruption. Scenarios suitable to the arrival of volcanic plumes have been selected and the plume dispersion has been carried out with HYSPLIT model.

1. INTRODUCCIÓN

La ceniza y el SO_2 emitidos por los volcanes pueden causar daños en el medio ambiente y la salud humana, presentando, además un riesgo potencial para la aviación. Hay 1550 volcanes en el mundo, más de 500 han entrado en erupción al menos una vez (Siebert et al., 2010), pero no hay suficientes observatorios volcánicos para realizar un seguimiento de ellos (Tilling, 2008).

En Mastin et al. (2009b) se definen una serie de parámetros que caracterizan la erupción de un volcán en función de su tipología. Se han clasificado los volcanes en 11 tipos, en función del magma, asignándoles una M a los que tienen magmas máficos (ricos en magnesio y hierro) y una S si es rico en silicio. Cada uno de ellos se subdivide en cuatro intensidades: estándar (0), baja (1), media (2) y alta (3).

La erupción del volcán islandés Eyjafjallajökull en abril-mayo de 2010, tuvo importantes consecuencias en el tráfico aéreo de Europa y del Atlántico Norte (Langmann et al., 2011; Alexander, 2013). Este episodio sirvió para confirmar la importancia de conocer los posibles encuentros de los aviones con plumas volcánicas (Bernard and Rose, 1990; Prata, 2009; Witham et al., 2012).

Actualmente, la flota aérea global es de ~18.000 aviones y el tráfico aéreo presenta una tendencia creciente. En este contexto, se ha desarrollado un estudio para conocer la probabilidad de impacto de plumas volcánicas en España y las características que presentaría su dispersión. Para ello, se han seleccionado cuatro potenciales áreas volcánicas (sección 2) y se ha calculado la probabilidad de impacto (sección 3.1), las rutas de transporte de las plumas y los escenarios meteorológicos bajo las cuales llegarían a España (sección 3.2). Finalmente, se ha analizado la dispersión de una pluma volcánica en un caso específico (sección 3.3).

2. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA Y METODOLOGÍA

Para seleccionar los volcanes cuyas plumas pueden impactar en España, se ha aplicado un criterio basado en dos parámetros: (i) que los volcanes se ubiquen en un radio de 3000 km desde el centro de la Península Ibérica (PI) y (ii) haber entrado en erupción en los últimos 70 años. Aplicando este criterio se obtienen cuatro potenciales áreas volcánicas: Italia (región sur), Islandia, Islas Azores (Portugal) y las Islas Canarias (España) (Fig.1a); cumpliendo 11 volcanes los criterios establecidos (Fig. 1b).

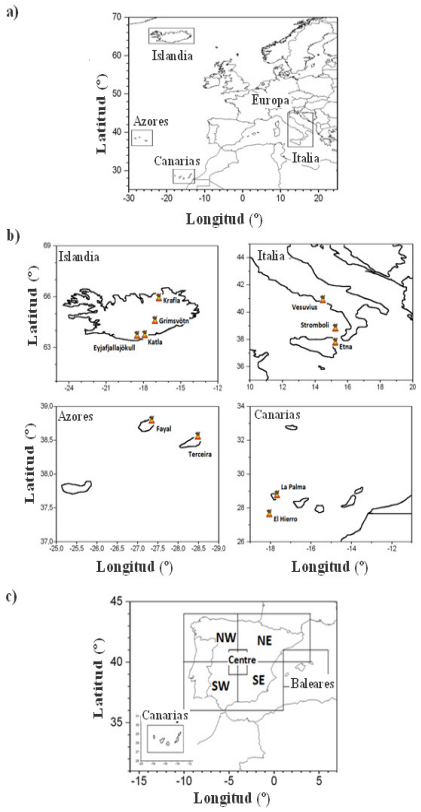


Fig 1. a) Localización de las cuatro áreas volcánicas en Europa y Atlántico Norte. b) Localización de los volcanes en cada una de las áreas definidas. c) Área de estudio dividida en siete regiones.
Fig 1. a) Location of the four volcanic areas in Europe and Atlantic North. b) Volcanoes location in each defined area. c) Area of study divided in seven regions.

Los volcanes portugueses, Terceira y Fayal, cercanos entre sí y a ~2000 km del centro de la PI. Los volcanes españoles, El Hierro y La Palma, igualmente cercanos entre sí y a ~1800 km del centro de la PI.
Los cuatro volcanes islandeses, Grímsvötn, Eyjafjallajökull, Katla and Krafla, están a 2900 km. En el área de Italia, los volcanes Etna y Stromboli están al sur, mientras que el Vesuvio está más al norte, a unos 200 km. Todos ellos se sitúan a ~1600 km del centro de la PI.

2.2. Descripción del modelo y clasificación de las trayectorias.

Para calcular la probabilidad de impacto de plumas volcánicas en España se han considerado las rutas seguidas por las mismas, asumiendo que pueden determinarse mediante el cálculo de sus trayectorias. Éstas se han obtenido considerándose como punto de las trayectorias se ha utilizado el modelo HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory) (Draxler and Hess, 1998; Draxler, 1999). HYSPLIT ha sido ampliamente utilizado en estudios atmosféricos, en las configuraciones de trayectoria y dispersión (Tu et al., 2004; Yerramilli et al., 2009; Hernández-Ceballos et al., 2012; Lozano et al., 2012).
En este trabajo, se han calculado trayectorias diarias, a las 12:00 UTC y 120 horas de duración, considerando las alturas de emisión establecidas en Mastin et al. (2009b). Se han utilizado los análisis meteorológicos GDAS-NCEP de la NOAA/ARL (Air Resources Laboratory), con resolución temporal de tres horas, resolución espacial de 1ºx1º (de latitud y longitud) y 23 niveles verticales (entre la superficie y 20hPa). El periodo seleccionado cubre ocho años, desde 2005 hasta 2012.
Se han identificado aquellas que impactan en España, para ello, se ha divido la región de estudio en siete mallas, dos insulares (Baleares y Canarias) y cinco peninsulares (NW, NE, SW, SE y centro) (Fic.1c). Las masas de aire que llegan a cada una de las regiones se han clasificado mediante un algoritmo "ad-hoc". A partir del análisis de las trayectorias que alcanzan cada una de las regiones se ha obtenido la frecuencia de impacto en cada malla y su ocurrencia mensual.
Además, se ha calculado el tiempo que tardan las plumas volcánicas en alcanzar cada región. Para ello, se ha utilizado la técnica de agrupamiento (cluster), implementada en HYSPLIT. Como información adicional, se han visualizado y analizado los mapas sinópticos de superficie, 850 y 500 hPa (www.wetterzentrale.de), con objeto de conocer las condiciones meteorológicas bajo las que se produciría el impacto de las plumas volcánicas.

2.3. Dispersión de plumas volcánicas utilizando HYSPLIT: condiciones iniciales.

Se ha simulado el transporte y dispersión de cenizas volcánicas para eventos específicos con el modelo HYSPLIT. Los campos meteorológicos, la localización de las fuentes y el tipo de erupción, son los mismos que se han utilizado previamente para el cálculo de las trayectorias.
Para realizar las simulaciones se ha considerado una fuente lineal entre la altura de la cumbre del volcán y la altura del tope de la columna de ceniza obtenida por Mastin et al. (2009b). Se han simulado cuatro erupciones, tres de ellas de tipo M0, de los volcanes Terceira, Hierro y Grímsvötn y otra de tipo M1, del volcán Stromboli (Mastin et al., 2009a).
Se ha considerado la siguiente distribución de tamaños: 1% de la masa total es emitida en partículas de diámetro 0.6 µm, 7% en partículas de 2 µm, 25% en partículas de 6 µm y 67% restante en partículas de 20 µm de diámetro (Heffter and Stunder, 1993). Se han considerado partículas esféricas de densidad 2.5 g cm^{-3} (Hobbs et al., 1991). En función del tipo de erupción (M0 y M1), se tienen una tasa y duración de la emisión diferente, 1E+05 kg s^{-1} durante 60 horas y 5E+03 kg s^{-1} durante 100 horas, respectivamente. Se han liberado 25000 partículas, considerando una distribución gaussiana en la horizontal y de partículas en la vertical. Se ha seleccionado la turbulencia vertical Kanthar-Clayson (Kantha and Clayson, 1994) y la horizontal se ha calculado en proporción a la vertical.
Se han generado salidas horarias de la concentración de ceniza con una resolución de 0.5º x 0.5º en tres capas

(FL, del inglés flight level) han sido las siguientes: entre la superficie y FL200 (de la superficie a 6096 m), FL200-FL350 (de 6096 a 10668 m) y FL350-FL550 (de 10668 a 16764 m). Estos son los niveles de vuelo utilizados operacionalmente por el VAAC (Volcanic Advisory Centres) de Londres, así como en otros VAACs (Leadbetter and Hort, 2011).

3. RESULTADOS

3.1. Impacto de plumas volcánicas en España

Aplicando la metodología mencionada en el periodo 2005-2012, se ha obtenido la ocurrencia de impacto general y relativa en cada una de las regiones consideradas. En las Figs. 2 y 3 se muestran los resultados obtenidos para los once volcanes estudiados.

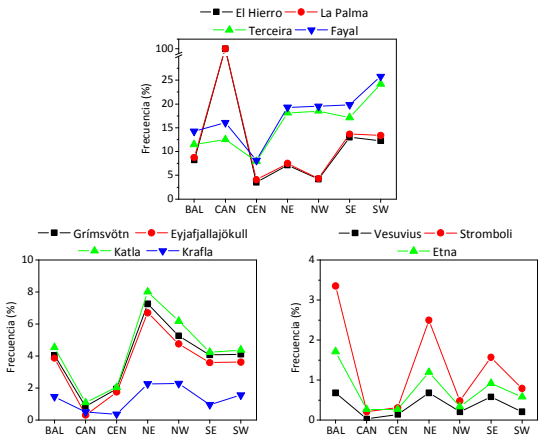


Fig. 2. Frecuencia de impacto de las plumas emitidas por los volcanes de las diferentes áreas volcánicas (España, Portugal, Italia e Islandia) en las siete regiones definidas de España: Baleares (BAL), Canarias (CAN), centro (CEN), noreste (NE), noroeste (NW), sureste (SE) y suroeste (SW).
Fig. 2. Impact frequency of the plumes emitted in the four volcanic areas (Spain, Portugal, Italy and Iceland) in the seven regions defined in Spain: Balearic (BAL), Canary (CAN), centre (CEN), northeast (NE), northwest (NW), southeast (SE) and southwest (SW).

Como era esperable, la mayor probabilidad se ha obtenido para las plumas de los volcanes portugueses, seguidos por los españoles y los islandeses. La menor probabilidad se ha encontrado en los volcanes italianos. Los volcanes de Portugal, España e Italia muestran frecuencias similares entre sí, sin embargo, en el caso de los islandeses, destaca la baja frecuencia obtenida para las plumas del volcán Krafla respecto al resto.
Los volcanes portugueses muestran un comportamiento similar, aunque se obtiene una mayor probabilidad de ocurrencia para el volcán Fayal. En cuanto a la evolución mensual, la máxima ocurrencia se produce en general en los meses de verano y los mínimos en invierno-otoño. La excepción se obtiene en la malla de Canarias, con un máximo en octubre y febrero, y mínimo en junio y julio. Los volcanes españoles también presentan un comportamiento muy similar entre sí, con diferencias menores de ~1%. La máxima probabilidad de impacto se obtiene en los meses de verano y la mínima en meses fríos.

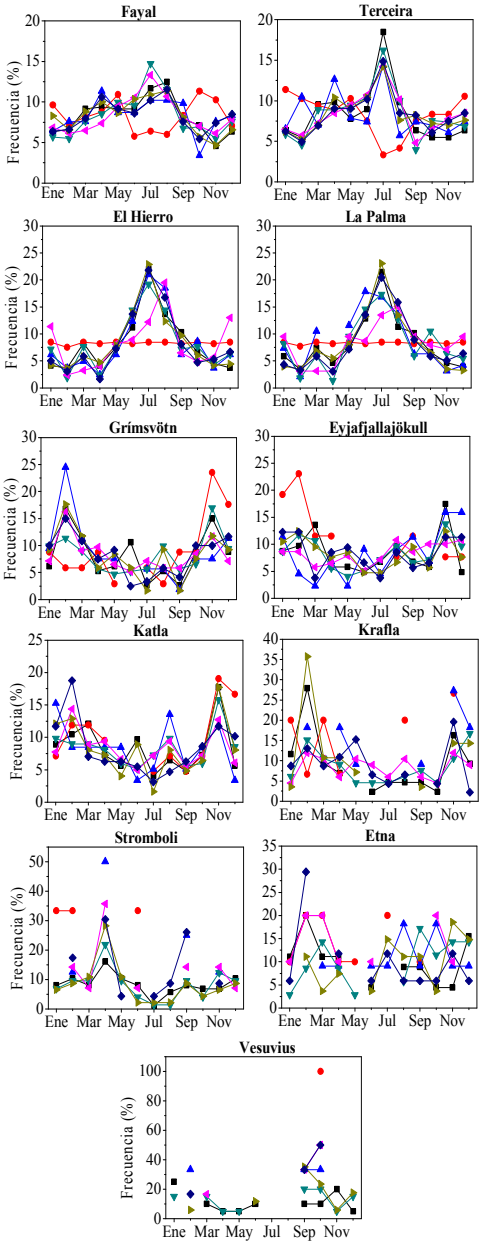


Fig. 3. Frecuencia de impacto mensual de las plumas emitidas por los once volcanes en las siete regiones definidas en España.
Fig. 3. Monthly impact frequency of the plumes emitted by the eleven volcanoes in the seven regions defined in Spain.

Los volcanes islandeses muestran frecuencias de impacto menores, destacando por su baja ocurrencia la del Krafla. Para estos volcanes el máximo se obtiene en los meses fríos y los mínimos en los cálidos. Por último, la menor probabilidad de impacto se ha obtenido para los volcanes italianos, entre los cuales no se tiene un patrón común en cuanto a su variación mensual (Fig.3). Obteniéndose el máximo en la malla de Baleares entre los meses de septiembre y abril.

3.2. Ruta de las plumas volcánicas y condiciones meteorológicas asociadas.

Con la finalidad de obtener las rutas seguidas por las hipotéticas plumas volcánicas, se han agrupado las trayectorias en clusters (Fig.4). Se ha seleccionado un volcán de cada una de las áreas volcánicas (Terceira, el

seguidas. A partir de esta técnica, se ha podido obtener el tiempo promedio que se necesita para viajar desde el volcán hasta cada una de las áreas definidas. Este dato es estratégicamente importante para la gestión del tráfico aéreo en una situación de crisis.

Las plumas procedentes de los volcanes portugueses muestran un recorrido de oeste a este (Fig. 4a), asociados a vientos predominantes del oeste. Se han identificado dos posibles rutas de transporte la que se sitúa sobre el paralelo 40ºN y las que se sitúan bajo él. El primer escenario está asociado a un sistema de altas presiones localizado entre 30 y 45º N, centrado entre las Azores y Europa, o incluso al oeste de las Azores. En este caso las plumas volcánicas siguen una trayectoria de oeste a este. La segunda situación está originada por un centro de bajas presiones situado en la misma región que el anterior sistema de altas presiones. En este caso, las trayectorias se dirigen hacia el sur, alcanzando las Islas Canarias, y moviéndose después hacia el norte. Las hipotéticas plumas volcánicas procedentes del volcán Terceira viajarían más al norte que las del volcán Fayal. Las plumas viajarían en altitudes entre 5 y 8 km para Terceira, y entre 9 y 12 km para Fayal. Las plumas procedentes del volcán Terceira generalmente necesitan más tiempo para alcanzar España, entre 26 y 55 horas, que las plumas del volcán Fayal, que tardan entre 36 y 48 horas.

En el supuesto caso de una erupción en los volcanes de Canarias, las plumas serían transportadas hacia la PI y las Islas Baleares de sur a norte (Fig. 4b). El escenario meteorológico más frecuente se caracteriza por un centro de bajas presiones situado en el Océano Atlántico en torno a 35 – 45º N y relativamente cercano a la costa de la PI. En el norte de África (Marruecos y Argelia), habría otro sistema de altas presiones, por lo tanto, la pluma se desplaza entre la baja atlántica y la alta africana. En otras ocasiones, el transporte volcánico pudiera ser originado por un flujo atlántico, con un sistema de altas presiones atlántico en latitudes menores de 40º N. Respecto a la altura de las plumas, para El Hierro estas varían entre 5.5 y 10 km, mientras que las de La Palma varían entre 6.5 y 10.5 km. Las plumas procedentes de El Hierro necesitan más tiempo para alcanzar España, entre 40 y 47 horas, que las de La Palma, entre 32 y 41 horas.

Las plumas volcánicas procedentes de los volcanes islandeses pueden alcanzar España bajo dos patrones meteorológicos, siguiendo una ruta marino-continental o una ruta puramente marítima. En el primero de los casos la pluma viajaría desde Islandia hacia Europa, es decir, de oeste a este, y está originada por un sistema de bajas presiones localizado en latitudes mayores de 70º N y longitudes entre 40º W y 40º E. Además, hay un centro de altas presiones con valores mayores de 1030 hPa situado en el Océano Atlántico, al sur de Islandia y relativamente cercano al continente europeo y a las Islas Británicas. Este anticiclón fuerza a las plumas volcánicas situadas en Europa a moverse hacia el suroeste, alcanzando de esta manera el área de estudio.

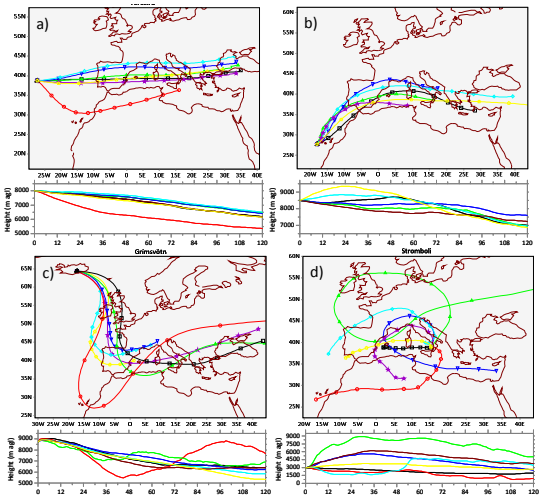


Fig.4. Cluster medio (perfil vertical y horizontal) de las trayectorias que alcanzan cada una de las mallas definidas en España procedentes de los volcanes Terceira (a), El Hierro (b), Grímsvötn (c) y Stromboli (d).

Fig. 4. Cluster means of the forward trajectories (vertical profile and horizontal pathways) that reach the seven regions defined in Spain for the volcanoes Terceira (a), El Hierro (b), Grímsvötn (c) and Stromboli (d).

El segundo tipo de ruta identificada se caracteriza por un transporte norte-sur a través del Océano Atlántico. En la mayoría de los casos, la configuración isobárica está gobernada por un sistema de bajas presiones atlántico localizado en torno a los 50º N. Mientras que, en latitudes mayores de 60º N se encuentra un sistema de altas presiones.

Las trayectorias procedentes de los volcanes Grímsvötn y Katla presentan una evolución vertical similar, variando entre 4 y 9 km. Las trayectorias del volcán Eyjafjallajökull terminan su ruta en alturas mayores, entre 10 y 12 km. Por otra parte, las trayectorias procedentes del volcán Katla varían entre la superficie y 6 km.

Las plumas procedentes de los volcanes Eyjafjalla, Grímsvötn y Katla tardan en alcanzar las diferentes mallas en las que se ha dividido España, entre 30 y 80 horas. En la mayoría de los casos, las plumas alcanzarían España por el norte, necesitando en promedio, entre 30 y 45 horas. Estas plumas llegarían a Canarias transcurridas más de 52 horas desde el inicio de la erupción. Las plumas procedentes del volcán Krafla tardan más tiempo en alcanzar España.

A partir del análisis de las trayectorias seguidas por las plumas procedentes de los volcanes italianos se han identificado dos patrones. Un primer patrón se caracteriza por un centro de bajas presiones centrado en Libia y oeste de Argelia, o en el Mar Mediterráneo, aproximadamente entre 10º y 25º E (entre la costa de Italia y la de Grecia). Bajo este patrón, las plumas viajan inicialmente hacia el norte de Italia y sur de Francia, alcanzando Europa central antes de llegar a España. El segundo patrón se origina por un sistema de altas presiones situado en Túnez, oeste de Libia o incluso en el sur de Italia. Bajo este patrón, la pluma viaja hacia el sur, atravesando el norte de África.

El perfil vertical de las plumas depende de la altura de emisión, variando entre 1.5 y 5.5 km para los volcanes Stromboli y Etna y entre 8.5 y 12.5 km para el caso del Vesuvio (Fig. 4d). En cuanto al tiempo que tardan en alcanzar España, las plumas procedentes de los volcanes Stromboli y Etna, alcanzan Baleares o la malla NE transcurridas entre 36 y 50 horas, mientras que, las

transcurridos menos de 2 días desde el inicio de la erupción.

3.3. Hipotéticos eventos de dispersión de ceniza volcánica.

Gracias al estudio llevado a cabo en la sección 3.1., se ha obtenido un conjunto de escenarios en los cuales pudiera haber un impacto directo en España, en el caso de producirse una erupción. Se ha estudiado el transporte y la dispersión de plumas volcánicas procedentes de los volcanes Terceira, El Hierro, Grímsvötn y Stromboli en las tres alturas de interés para la aviación (sección 2.3). En la Fig.5. se muestra la dispersión de las plumas en instantes específicos para las capas entre la superficie y FL200 y entre FL200 y FL300, no se muestran los resultados de la capa entre FL350 y FL550, porque en ella no se obtienen campos de concentración. Las concentraciones de ceniza se han evaluado en seis rangos, tres de los cuales delimitan las zonas de concentración establecidas para la seguridad aérea. La zona con concentraciones entre 200 y 2000 µg m^{-3} se denomina zona de baja concentración, entre 2000 y 4000 µg m^{-3}, zona de concentración media y con valores superiores a los 4000 µg m^{-3}, zona de alta concentración (Witham et al., 2012).

Dado que la probabilidad de que plumas de ceniza procedentes del volcán Terceira impacten en España es mayor en verano, se ha seleccionado como fecha de inicio de la erupción el 18 de julio de 2012 a las 12:00 UTC. En todas las mallas, excepto en la de Canarias, y en las dos capas se han obtenidos valores de concentración de ceniza de bajo riesgo para la aviación. Tras ~50 horas desde el inicio de la erupción, en las regiones SO, NE, NW y centro de la PI se obtienen valores de ceniza en niveles medios.

Al igual que en el caso de los volcanes portugueses, los volcanes de Canarias presentan su probabilidad de impacto máxima en verano. Por ello, se ha seleccionado como fecha de inicio de la erupción el 15 de julio de 2005 a las 12:00 UTC. En las dos capas, se han obtenido valores de concentración bajos y medios en todas las mallas, excepto en la de Baleares. Se han encontrado también campos de concentración de alto riesgo para la aviación en las mallas del sur y del noreste, tras aproximadamente 50 horas.

Como representativo de los volcanes italianos se ha seleccionado el volcán Stromboli, que muestra un máximo de ocurrencia en abril. Por ello, se ha considerado una erupción hipotética el día 1 de abril de 2009 a las 12:00 UTC. La pluma volcánica alcanza España con campos de concentración de ceniza bajos en todas las áreas excepto en Canarias.

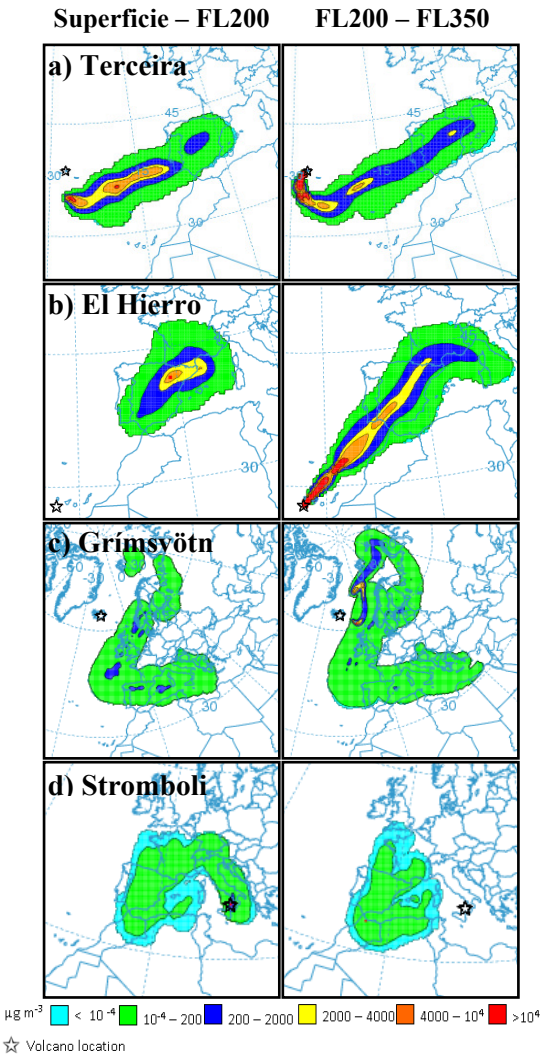


Fig.5. Pluma de ceniza simulada con HYSPLIT para Terceia entre las 18:00 y las 19:00 UTC el 20 de Julio de 2012 (a), para el Hierro entre las 07:00 y las 08:00 UTC el 17 de julio de 2005 (b), para el Grímsvötn entre las 03:00 y las 04:00 UTC el 12 de abril de 2010 (c) y para el Stromboli entre las 03:00 y las 04:00 UTC el 3 de abril de 2009 (d) en las capas entre la superficie y FL200 y entre FL200 y FL350.

Fig. 5. HYSPLIT simulated hourly mean ash plume for Terceira from 18:00 to 19:00 UTC on 20 July 2012 (a), for El Hierro from 07:00 to 08:00 UTC on 17 July 2005 (b), for Grímsvötn from 03:00 to 04: 00UTC on 12 April 2010(c) and for Stromboli from 03:00 to 04:00 UTC on 3 April 2009. (d) in the layers from surface to FL200 and from FL200 to FL350.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha investigado el posible transporte de plumas volcánicas hacia España. Basándose en dos criterios, se han definido aquellas áreas volcánicas que potencialmente pueden poner en riesgo a España: Portugal, las Islas Canarias (España), Italia e Islandia, y se han estudiado once volcanes pertenecientes a dichas áreas.

Los volcanes portugueses presentan la mayor probabilidad de impacto, seguidos por los españoles e islandeses, mientras que los italianos muestran la menor. Los volcanes portugueses y españoles muestran sus frecuencias máximas en las áreas del sur durante los meses cálidos. Las plumas procedentes de los volcanes islandeses tienen su máximo de ocurrencia en la malla

volcanes italianos se ha obtenido un máximo de ocurrencia en la malla de Baleares y entre los meses de septiembre y abril.

Las plumas procedentes de los volcanes portugueses muestran una clara ruta de oeste a este, alcanzando España por el oeste de la Península o por Canarias. Las plumas procedentes del volcán Fayal tardan menos tiempo en alcanzar la Península que las del volcán Terceira.

Las plumas volcánicas procedentes de los volcanes de Canarias viajan hacia la Península siguiendo una ruta prácticamente paralela a la costa africana, alcanzando la PI por el SW. Las plumas procedentes de El Hierro tardan más tiempo en alcanzar la Península que las procedentes del volcán de la Palma.

Las plumas procedentes de los volcanes islandeses, según el patrón sinóptico bajo el que se encuentren, pueden alcanzar la Península por la mallas del norte o llegar directamente a Canarias, atravesando el Océano Atlántico. Las del volcán Krafla tardarían más en alcanzar España que las procedentes de los volcanes Eyjafjalla, Grímsvötn y Katla. Las procedentes de los volcanes italianos alcanzarían en primer lugar las mallas de Baleares y del NE de la PI.

Por último, se ha estudiado el comportamiento de las plumas volcánicas procedentes de un volcán de cada una de las áreas determinadas en tres alturas de vuelo previamente definidas. Las plumas emitidas por el volcán Terceira podrían afectar a la zona aérea española entre la superficie y 10668 m (FL350). Se han obtenido valores medios de concentración de cenizas en las regiones SW, NW, NW y centro de la PI transcurridas 50 horas desde el inicio de la erupción. Además, se han alcanzado valores de concentración de bajo riesgo en todas las regiones excepto en Canarias.

La pluma de ceniza procedente de El Hierro tarda aproximadamente tres días en cubrir toda la PI y Baleares entre la superficie y ~9000 m. Excepto en la malla de Baleares, se han obtenido concentraciones en niveles bajos y medios. En las regiones del sur y NE de la PI se han obtenido campos de concentración de riesgo alto, tras aproximadamente 50 horas.

La ceniza emitida por el volcán Grímsvötn podría afectar a la región de estudio entre la superficie y ~10600 m. En las mallas NE, NW y Baleares se han obtenido valores de concentración de ceniza baja-media en la capa más baja, mientras que en la capa entre FL200-FL350 sólo se obtienen valores en el rango de bajas concentraciones en las mallas NE y Baleares.

La pluma procedente del volcán Stromboli no presenta concentraciones de ceniza en los límites de riesgo para la aviación establecidos.

Agradecimientos.

Este trabajo ha sido financiado por el Plan Nacional de I+D+i a través del proyecto AMISOC (CGL2011-24891).

REFERENCES

Alexander, D., 2013. Volcanic ash in the atmosphere and risks for civil aviation: a study in European crisis management. International Journal of Disaster Risk Science, 1-11.

Bernard, A. and Rose, W.I., 1990. The injection of sulfuric acid aerosols in the stratosphere by El Chinchón Volcano and its related hazards to the international air traffic. Natural Hazards, 3, 59-67.

HYSPLIT_4 modelling system for trajectories, dispersion, and deposition. Australian Meteorology Magazine 47, 295- 308.

Draxler, R.R., 1999, HYSPLIT_4 User's Guide, NOAA Technical Memorandum ERL ARL-230, June, 35 pp.

Heffter, J.L., Stunder, B.J.B., 1993. Volcanic ash forecast transport and dispersion (VAFTAD) model. Weather Forecasting 8, 534–541.

Hernández-Ceballos, M. A., Hong, G. H., Lozano, R. L., Kim, Y. I., Lee, H. M., Kim, S. H., Lee H.N., Kim S.H., Yeh S.W., Bolívar J.P. and Baskaran, M., 2012. Tracking the complete revolution of surface westerlies over Northern Hemisphere using radionuclides emitted from Fukushima. Science of the Total Environment, 438, 80-85.

Hobbs, P. V., Radke, L. F., Lyons, J. H., Ferek, R. J., Coffman, D. J. and Casadevall, T. J., 1991. *Airborne measurements of particle and gas emissions from the 1990 volcanic eruptions of Mount Redoubt*. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012), 96(D10), 18735-18752.

Kantha, L. H. and Clayson, C. A., 1994. *An improved mixed layer model for geophysical applications*. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012), 99(C12), 25235-25266.

Langmann, B., Folch, A., Hensch, M and Matthias, V., 2011. Volcanic ash over Europe during the eruption of Eyjafjallajökull on Iceland, April–May 2010. Atmospheric Environment, 48, 1-8.

Leadbetter, S.J. and Hort, M.C., 2011. Volcanic ash hazard climatology for an eruption of Hekla Volcano, Iceland. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 199, 230-241.

Lozano, R. L., Hernández-Ceballos, M. A., Adame, J. A., Casas-Ruíz, M., Sorribas, M., Miguel, E. S. and Bolívar, J. P., 2011. Radioactive impact of Fukushima accident on the Iberian Peninsula: Evolution and plume previous pathway. Environment international, 37(7), 1259-1264.

Mastin, L.G., Guffante, M., Servranckx, R., Webley, P., Barsotti, S., Dean, K., Durant, A., Ewert, J.W., Neri, A., Rose, W.I., Schneider, D., Siebert, L., Stunder, B., Swanson, G., Tupper, A., Volentik, A. and Waythomas, C.F., 2009a. A multidisciplinary effort to assign realistic source parameters to models of volcanic ash-cloud transport and dispersion during eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research,186,1,10-21.

Mastin, L.G., Ewert, J.W. and Spiegel, J., 2009b. Preliminary Spreadsheet of Eruption Source Parameters for Volcanoes of the World. U.S. Geological Survey Open-File Report 2009-1133, v. 1.2, 25 p.

Prata, A.J., 2009. Satellite detection of hazardous volcanic clouds and the risk to global air traffic. Natural Hazards, 51, 303-324.

Siebert, L., Simkim, T. and Kimberly, P., 2010. Volcanoes of the World. University of California Press.

Tilling, R.T., 2008. The critical role of volcano monitoring in risk reduction. Advances in Geosciences, 14, 3-11.

Tu, F. H., Thornton, D. C., Bandy, A. R., Carmichael, G. R., Tang, Y., Thornhill, K. L., Sachse, G.W. and Blake, D. R., 2004. Long-range transport of sulfur dioxide in the central Pacific. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012), 109(D15).

Yerramilli, A., Srinivas, C. V., Dasari, H. P., Tuluri, F., White, L. D., Baham, J., Young, J.H, Hughes, R., Patrick, C., Hardy, M.G.and Swanier, S. J., 2009. Simulation of atmospheric dispersion of elevated releases from point sources in Mississippi Gulf Coast with different meteorological data. International Journal of Environmental Research and Public Health, 6(3), 1055-1074.

Witham, C., Webster, H., Hort, M., Jones, A. and Thomas, D., 2012. Modelling concentrations of volcanic ash encountered by aircraft in past eruptions. Atmospheric Environment, 48, 219-229.

Fogos florestais: Efeitos nas propriedades dos solos florestais
Forest fires: Effect on various properties of forest soil.

Hugo Viriato
Universidade de Évora

SUMMARY

Every year there are several forest fires in Portugal. With higher incidence in spring and summer, they destroy large areas of forest and woodland.
The consequences of these events are enormous, not only in the economic but also the social and environmental level. In addition to the destruction of the fauna and flora of the affected regions and the emission of huge amounts of pollutants into the atmosphere, we must also take into account the consequences of forest fires in the medium and long term. These reflect mainly on erosion and impoverishment of the soil in the affected areas, as well as changes in the quality and quantity of water resources in the region of the fires.
This paper analyses, from a theoretical point of view, the impact of forest fires in the properties of soils and water resources. It also presents some measures that can reduce the number of occurrences, the magnitude and its influence on environmental quality.

Palavras-chave: Fogos florestais, incêndios florestais, fogachos, povoamentos, matos, seca extrema, seca severa, piroambiente.

1. Introdução

Localizado entre as latitudes 37ºN e 42ºN e entre as longitudes 9,5ºW e 6,5ºW, Portugal é, segundo a classificação climática de Köppen-Geiger, um país com clima mediterrânico. O seu território é maioritariamente abrangido por dois subtipos deste tipo de clima. Na faixa litoral oeste e no norte do país, com exceção da zona da Serra do Marão, classifica-se por *Csb*, ou seja, com temperatura no mês mais frio abaixo de 18°C; nos três meses mais frios maiores que -3°C; no mês mais quente menor de 22°C. O litoral sul, no interior centro e sul e na zona da Serra do Marão estão classificados como zonas com clima do subtipo *Csa*, ou seja, clima com temperatura no mês mais frio abaixo de 18°C; nos três meses mais frios maiores que -3°C; no mês mais quente maior ou igual a 22°C (IPMA, 2011).
Durante a maior parte do séc. XX, Portugal foi um país onde as atividades do sector primário eram as que mais contribuíam para o emprego e para a economia, chegando, na década de quarenta, a empregar 49,3% da população ativa (SANTOS, M. C., 1965). No entanto, desde o início do último quartel desse século verificou-se um êxodo das zonas rurais para as grandes cidades e o consequente abandono dos campos e das atividade com estes relacionadas. Em 2010 a agricultura e a silvicultura tinham, na economia nacional, um peso inferior a 2,2% do valor acrescentado bruto (AICEP, 2013), e empregavam apenas 10,9% (MEID e MFAP, 2011). Apesar do reduzido peso na economia nacional, 2,1% (MAMAOT, 2011) do PIB em 2010, cerca de 91% do território continental estava classificado como área agrícola e florestal.
A grande quantidade de área ocupada por territórios agrícolas e florestais, aliado ao reduzido número de pessoas que se ocupavam nestas atividades resultou numa grande quantidade de terrenos abandonados.
Na superfície florestal de Portugal, em 2010, existiam várias espécies representadas, sendo o eucalipto (26%), o sobreiro (23%) e o pinheiro-bravo (23%) os mais representados, seguidos da azinheira (11%), do pinheiro-manso (6%) de outras folhosas (6%), de carvalhos (2%), de outras resinosas (2%) e do castanheiro (1%) (ICNF, 2013).
Apesar da vasta legislação existente (disponível em: http://www.icnf.pt/portal/icnf/legisl/lex-flor) para a proteção, planeamento e ordenamento dos espaços florestais, bem como os apoios disponibilizados para a execução das medidas previstas na lei, verifica-se que ainda é muito vasta a área negligenciada.
Este trabalho visa analisar em que medida as condições climáticas e o deficiente ordenamento dos espaços agrícolas e florestais criam condições propícias à ocorrência de fogos florestais no período mais seco, primavera e verão.

2. Aspetos dimensionais dos incêndios (2003-2012)

Entre 2003 e 2012 ocorreram em Portugal 234.528 fogos florestais. Nestes incluem-se tanto os fogachos, ou seja, fogos com dimensão inferior 1 ha, como os incêndios com dimensão superior a 1 ha. (ICNF, GNR-SEPNA e ANPC, 2013)
Os anos com maior número de ocorrências foram 2005, com 35.823 fogos, dos quais 27.631 fogachos e 8.192 incêndios; 2003, com 26.219 fogos, dos quais 20.896 fogachos e 5.323 incêndios e 2009, com 26.136 fogos, dos quais 20.274 fogachos e 5.862 incêndios. Com menor número de ocorrências encontram-se os anos 2008, com 14.930 fogos, dos quais 12.339 fogachos e 2.591 incêndios; 2007, com 20.316 fogos, dos quais 16.639 fogachos e 3.677 incêndios e 2006, com 20.444 fogos, dos quais 16.945 fogachos e 3.499 incêndios. (tabela 2)
Os anos com maior número de ocorrências (2003, 2005 e 2009), foram anos que registaram condições climáticas muito favoráveis à ocorrência de fogos. O verão de 2003 foi o segundo mais quente registado desde 1931. Durante a onda de calor que se registou entre 29 de julho e 14 de agosto foram igualados ou ultrapassados os valores das temperaturas máxima e mínima do ar alguma vez registados e os valores da humidade relativa registados foram muito baixos. Estas condições meteorológicas, aliadas a ventos fortes originaram uma rápida propagação dos fogos florestais (I.M., 2004). Em 2005 o verão foi o mais quente dos últimos 75 anos. Grande parte do território de Portugal esteve em situação de seca severa ou extrema durante 7 a 9 meses consecutivos. As regiões do Litoral Norte, parte do Alentejo e algumas zonas do Centro do país estiveram sob condições de seca severa ou extrema durante 10 a 11 meses consecutivos. Esta situação de seca era, em final de setembro, a mais grave registada nos últimos 60 anos (I.M., 2006). Em 2009 ocorreu uma situação de seca entre março e outubro em todo o Continente, terminando em novembro nas regiões do Norte e Centro e em dezembro em quase todas as regiões do Sul. As temperaturas máximas e médias registadas

ficaram acima dos valores normais (1971-2000). A primavera foi a mais quente desde 1931, e registaram-se, durante o ano, sete ondas de calor (I.M., 2010).

***Tabela 1* - Número de ocorrências 2003-2012**
(Number of fires 2003-2012)

Ano	Incêndios florestais	Fogachos (área <1ha)	Total anual
2003	5323	20896	26219
2004	5069	17096	22165
2005	8192	27631	35823
2006	3499	16945	20444
2007	3677	16639	20316
2008	2591	12339	14930
2009	5862	20274	26136
2010	3970	18057	22097
2011	5043	20179	25222
2012	4425	16751	21176
TOTAL	47651	186807	234528

Fonte: Lista de incêndios florestais (2003-2012) - ICNF

Da análise interanual do número de ocorrências não é possível verificar uma tendência contínua crescente ou decrescente do número de ocorrências. Verifica-se antes, que depois de um ano em que o número de ocorrências diminuiu, no ano seguinte volta a crescer. (Gráfico 1) Estes aumentos e diminuições do número de ocorrências verificam-se tanto no número de fogachos como no número de incêndios e mantém-se ao longo dos anos uma razão de aproximadamente 4:1 entre o número de fogachos e o número de incêndios. (Gráfico 2)

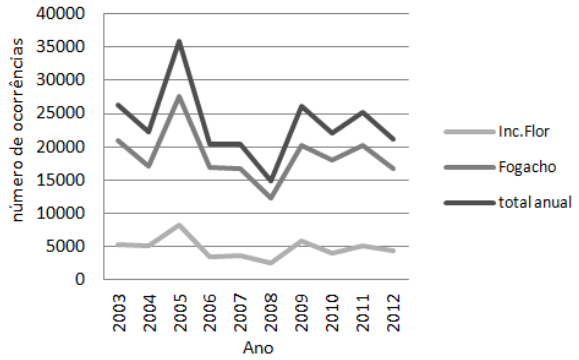


***Gráfico 1*- Variação no número de ocorrências por ano**
(Variation in the number of occurrences per year)

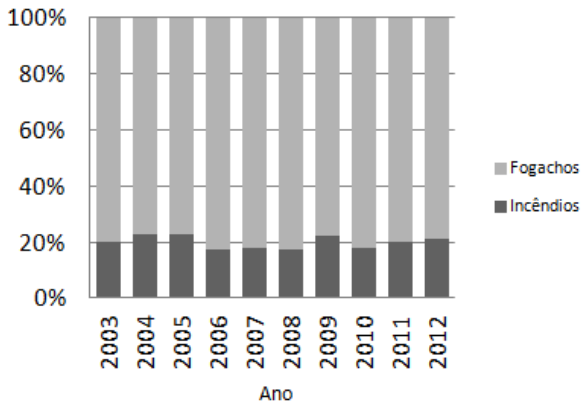


***Gráfico 2*- Razão anual entre fogachos e incêndios**
(Annual ratio between small fires (< 1ha) and fires (> 1ha))

3. Área ardida

Para além do número de ocorrências registadas, importa também analisar a área afetada. As condições atmosféricas, o tipo de terreno e a vegetação existente na área do incêndio compõem o chamado piroambiente e influenciam diretamente o modo e velocidade com que o fogo progride. A interação destes fatores é complexa e varia no espaço e no tempo. Em Portugal estes fatores convergem frequentemente para a criação de um piroambiente hostil. Esta tendência, aleada a fatores socio-económicos e culturais, por ação ou omissão, têm facilitado a ignição e propagação dos fogos nas nossas paisagens.(FERNANDES, P.M.,2007)

No período analisado (2003-2012) a área afetada por fogos florestais foi de 1.425.823 ha, ou seja, cerca de 16% do território continental. As regiões mais atingidas durante este período foram o Norte, o Centro Interior e o Algarve. (Figura 1)

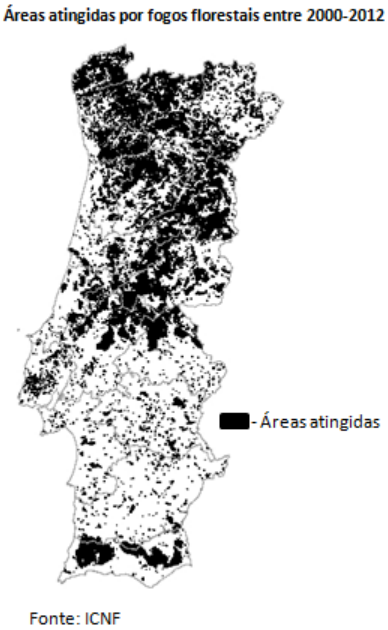


***Figura 1* – Distribuição das áreas afetadas (2000-2012)**
(Distribution of affected areas (2000-2012))

Analogamente ao que sucedeu com o número de ocorrências, foi também nos anos de 2003 e 2005 que se registaram os máximos de área atingida pelos fogos florestais. (tabela 2)

Em 2003 os distritos com maior área atingida foram os de Castelo Branco, Portalegre e Santarém, com 90253 ha, 69348 ha e 66939 ha, respetivamente. Em 2005 os distritos com maior área atingida pelos fogos florestais foram Coimbra, Viseu e Vila Real, com 48227 ha, 39039 ha e 35665 ha, respetivamente. (Gráfico 3)

***Tabela 2* – Área afetada 2003-2012**
(Affected area 2003-2012)

Ano	Povoamentos (ha)	Matos (ha)	Total anual (ha)
2003	286055	139784	425839
2004	56271	73836	130107
2005	213921	125168	339089
2006	36320	39738	76058
2007	9829	22766	32595
2008	5461	12103	17564
2009	24097	63323	87420
2010	46079	87011	133090

2011	20044	53785	73829
2012	48067	62165	110232
TOTAL	746144	679679	1425823

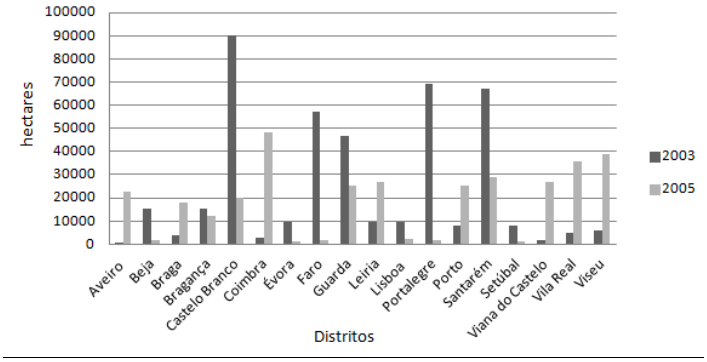


***Gráfico 3*- Quantidade de área atingida por Distrito em 2003 e 2005**
(Amount of area affected by District, in 2003 and 2005)

4. Efeitos dos fogos florestais

Os efeitos dos fogos florestais são múltiplos e complexos, dependendo da zona geográfica e do momento em que ocorrem. Para além dos efeitos socio-económicos decorrentes da perda de fontes de rendimento de famílias ou mesmo de habitações ou vidas humanas, existem também os efeitos causados no ambiente. Estes têm uma maior expressão visual ao nível da vegetação e da atmosfera mas também a fauna, os solos e os recursos hídricos, existentes na zona do fogo, são afetados com a sua passagem.
Devido à relação que existe entre os efeitos causados aos vários níveis referidos anteriormente, apresentam-se alguns dos principais efeitos dos fogos florestais na vegetação, na fauna e na atmosfera, para uma melhor compreensão dos das alterações provocadas nas propriedades dos solos e dos recursos hídricos.

4.1. Vegetação

De toda a comunidade vegetal existente no local de um fogo há que dar maior atenção às espécies de porte arbóreo, quer pela sua importância ecológica, quer pelo facto de serem estas as espécies com maior dificuldade de reposição da situação anterior ao fogo. Algumas espécies, como por exemplo o sobreiro e o pinheiro-bravo, evoluíram de modo a tornar-se especialmente resistentes ao fogo, seja por terem no tronco uma casca mais grossa com características termo-isolantes ou por terem maior altura do solo à copa. Estas características levam a que apenas uma pequena parte dos indivíduos destas espécies morram durante o fogo.
As plantas herbáceas e arbustivas, por terem menor distância ao solo e por possuírem caules mais finos, são as mais afetadas pelo fogo. Contudo, muitas destas têm capacidade de lançar novos rebentos a partir da base do caule ou mesmo da raiz, o que reduz o seu tempo de resiliência (SILVA, J.S. et al., 2007).
Entre os anos 2003-2012 os povoados mais atingidos foram os de pinheiro-bravo, os de eucalipto e os de sobreiro com 229784 ha, 205769 ha e com 60819 ha atingidos respetivamente (ICNF, 2013). Sendo estas as três espécies com maior representação na nossa mancha florestal não é então fator de estranheza que tenham sido também os povoados destas espécies os mais afetadas pelos incêndios.

***Tabela 3* – Área de povoamentos afetada pelo fogo 2003-2012 (ha)**
(Plantations area affected by fire 2003-2012(ha))

TIPO DE VEGETAÇÃO	Ano										
	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	**TOTAL**
Pinheiro-bravo	80179	9569	88380	8678	2716	1140	4487	14815	4984	14836	229784
Eucaliptos	80355	9494	62384	13030	2379	1216	3864	13681	5906	13460	205769
Sobreiro	41960	8894	1478	875	357	51	548	403	349	5904	60819
Azinheira	7383	3048	626	375	496	-	573	101	573	776	13951
Carvalhos	2988	700	3206	475	377	76	873	1184	748	851	11478
Pinheiro-manso	2687	2099	376	275	258	-	125	529	50	2327	8726
Castanheiro	829	50	426	50	178	25	274	25	224	350	2431
Alfarrobeira	-	25	-	-	-	-	-	-	-	75	100
Acácias	201	25	225	75	20	-	25	-	50	200	821
Outras folhosas	6077	1099	8340	1250	813	329	1620	2494	1097	3578	26697
Outras resinosas	2185	500	3356	625	278	51	1047	580	897	926	10445
Espécie indeterminada	1682	150	3306	75	278	-	349	1008	-	75	6923

Fonte: ICNF

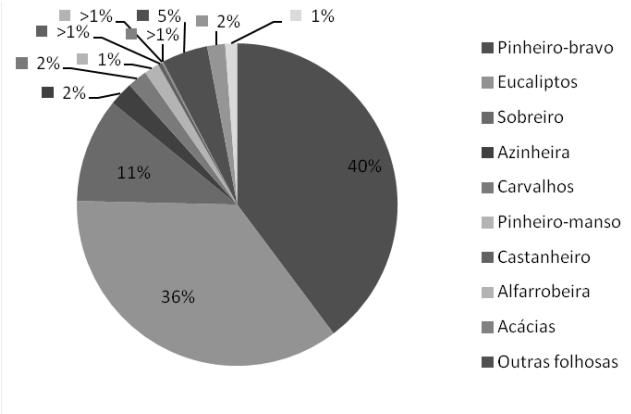


***Gráfico 4*- Percentagens do tipo de povoamentos ardidos entre 2003 e 2012**

(Percentage of plantations type affected by fires between 2003 and 2012)

4.2. Fauna

O coberto vegetal e a folhada são constituintes de extrema importância nos habitats das diversas espécies que ocupam uma determinada área. O desaparecimento do coberto vegetal e da folhada traduz-se então em grandes alterações nesses mesmos habitats. Estas alterações são mais sentidas nos primeiros meses pois com o passar do tempo o coberto vegetal vai sendo recuperado e a ocupação do espaço por algumas espécies vai sendo reposta.

As espécies que mais sentem os efeitos diretos do fogo são as que habitam o solo e a manta morta da floresta, zonas em que o fogo se faz sentir com maior intensidade.

As aves e os mamíferos, devido à maior capacidade de fuga dos fogos, não costumam ser fisicamente afetados. Nestes o impacte faz-se sentir mais ao nível da destruição do abrigo e do desaparecimento de alimentos.

Apesar de o impacte imediato ser muito brusco para toda a fauna existente, há espécies que rapidamente regressam ao local onde o fogo ocorreu. Há espécies de insetos xilófagos que beneficiam deste tipo de condições. Estes por seu lado atraem algumas espécies de aves insetívoras que se aproveitam das árvores mortas para construção dos abrigos. Com o sucesso da reinstalação de espécies de aves insetívoras chegam os predadores destas, aves de rapina e pequenos mamíferos, que por sua vez atrairão espécies maiores e a fauna existente no período pré-fogo estará então reposta.

Como se pode verificar, as reais consequências do fogo na fauna são sempre muito variadas dependendo da intensidade e da extensão da área queimada, pois cada espécie tem uma forma diferente de reagir e recuperar (SILVA, J.S. et al., 2007).

4.3. Atmosfera

O fumo emitido pelos fogos florestais é composto por um grande número de compostos químicos, incluindo partículas e compostos gasosos. Os principais poluentes atmosféricos resultantes da queima de biomassa são: matéria particulada (PM), dióxido de carbono (CO_2), monóxido de carbono (CO), metano (CH_4), hidrocarbonetos não metânicos (HCNM), óxidos de azoto (NO_X), óxido nitroso (N_2O) e amoníaco (NH_3).

Os efeitos dos fogos florestais na atmosfera são diversos e vão desde a contribuição para a formação de ozono (O_3) troposférico, até à destruição química do O_3 estratosférico.

A queima de biomassa pode ser considerada uma fonte global significativa do brometo de metilo, substância poluente que conduz à destruição química de O_3 na estratosfera.

Na troposfera o CO, o CH_4, os HCNM e os NO_X são gases quimicamente ativos. A sua emissão no decorrer de um fogo florestal influencia fortemente as concentrações locais e regionais de importantes oxidantes atmosféricos, como o O_3 e o radical hidroxilo (OH^-).

A produção de aerossóis está associada a impactes tanto à escala local, relacionados com episódios de poluição, como à escala global, afetando o balanço radiativo da Terra, e consequentemente o clima global.

A poluição causada pelo fumo, associada às emissões dos fogos florestais, acarreta riscos evidentes, quer para o ambiente, quer para a saúde humana. Entre os riscos para a saúde humana incluem-se o perigo para a saúde e segurança das populações das zonas afetadas, causado pela degradação da qualidade do ar e pela diminuição da visibilidade.

Segundo a Organização Mundial de Saúde (OMS), a exposição ao fumo proveniente de fogos florestais, em particular às PM em suspensão, tem vindo a ser associada a doenças respiratórias e cardiovasculares, e mesmo ao aumento da mortalidade (MARTINS, V. et al., 2009).

Os efeitos nocivos para a saúde, resultantes da exposição ao fumo dos fogos florestais, podem ser sentidos a vários níveis. Os efeitos agudos vão desde a irritação ocular e do sistema respiratório, até à diminuição da função respiratória, que pode originar dores de cabeça, tonturas e náuseas, que se podem prolongar por várias horas. Os aldeídos e a PM causam irritação ocular e do sistema respiratório superior, sendo que a PM causa também irritação das membranas mucosas. As partículas de diâmetro inferior ($PM_{2,5}$) causam problemas de maior gravidade do que as de diâmetros superiores, dado que penetram mais profundamente no sistema respiratório. O mecanismo de ação do CO no organismo humano é potencialmente perigoso, uma vez que este poluente impede o transporte de oxigénio pela hemoglobina, o que afeta os órgãos mais sensíveis como o cérebro e coração, devido à diminuição de oxigénio no sangue.

O CO_2, apesar de emitido em grandes quantidades na combustão, dilui rapidamente no ar, atingindo concentrações não tóxicas.

Em Portugal, à exceção de alguns dados provenientes de ensaios experimentais de queima, existem poucos registos de concentrações elevadas de poluentes provocadas por emissões de fogos florestais. Esta inexistência deve-se principalmente ao facto de a maior parte das estações de medição da qualidade do ar se encontrarem em áreas urbanas, longe dos locais onde ocorrem os grandes fogos florestais. No entanto, no ano de 2003 verificaram-se, em várias estações de monitorização da qualidade do ar, elevadas concentrações de poluentes, especialmente partículas, associadas a incêndios florestais.

Em Lisboa, registou-se o valor máximo de concentração de partículas em suspensão com um diâmetro aerodinâmico inferior a 10 μm (PM_{10}), do ano de 2003, no dia 13 de Setembro, às 19 horas, na estação da Avenida da Liberdade, 539 μg.m-3 (média horária).

O contributo das emissões dos incêndios florestais para o inventário nacional de emissões tem sido particularmente evidente e severo nos últimos anos. Durante o Verão de 2003 e de 2005, os incêndios devastaram áreas florestais consideráveis.

Os incêndios florestais são, pois, eventos suscetíveis de causar ou potenciar episódios de poluição fotoquímica e particulada, passíveis de registo nas estações de monitorização da qualidade do ar, em termos de ultrapassagens dos valores-limite. A avaliação do contributo das emissões dos incêndios para os episódios de poluição atmosférica reveste-se de particular importância ao nível do levantamento das causas ou fontes. (MARTINS, V., 2007)

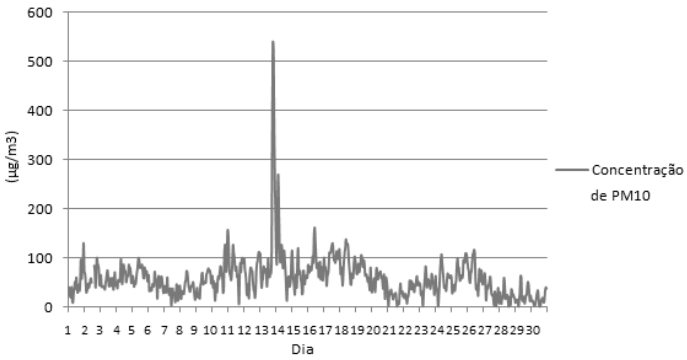


Gráfico 5-Concentrações de PM10 registadas na Avenida da Liberdade, Lisboa, em Setembro de 2003
(PM10 concentrations recorded at Avenida da Liberdade, Lisbon, in September 2003)
(Fonte: APA-QUALAR)

4.4. Propriedades dos solos e recursos hídricos

Apesar de não serem tão visíveis como os efeitos na vegetação ou na atmosfera, os efeitos dos fogos no solo e nos recursos hídricos são os que se arrastam mais no tempo e, consequentemente, são aqueles cuja reposição aos níveis anteriores ao fogo são mais difíceis de alcançar.
O solo é a base da cadeia trófica terrestre, condiciona o ciclo hidrológico e influencia diretamente a quantidade e qualidade da água disponível.
Um dos principais efeitos dos fogos florestais nos solos é o aumento da taxa de erosão dos solos. Nos casos mais graves de erosão, esta pode atingir taxas superiores a 5 t/ha/ano (SILVA, J.S. et al., 2007). Recorrentemente, o efeito do fogo nos solos resulta na sua degradação e na poluição dos cursos de água próximos. Estes efeitos devem-se principalmente a três fatores.

- A combustão de toda a vegetação arbustiva, herbácea e da manta morta resulta na sua transformação em cinzas. Estas cinzas, ricas em nutrientes, são facilmente mobilizadas pelos primeiros episódios chuvosos.

- A incapacidade de a água se infiltrar na matriz do solo devido ao aparecimento de uma camada extremamente hidrófoba. Esta forma-se por baixo das cinzas e promove a escorrência laminar.

- A eliminação dos obstáculos à progressão dos fluxos hidrológicos, resultando numa menor retenção dos nutrientes e, consequente, na sua exportação para fora dos ecossistemas florestais. Tal poderá resultar na degradação da qualidade da água a jusante das áreas queimadas (SILVA, J.S. et al., 2007).

A ocorrência de fenómenos de erosão extremos, como a formação de ravinas na sequência de fogos florestais é rara, até porque a camada repelente da água que se forma na parte superior dos solos funciona como um cimento. A perda de grandes quantidades de nutrientes, em solos já por si pobres, e a possível poluição de cursos de água, barragens e captações de água existentes a jusante das áreas queimadas são assim os aspetos mais importantes a ter em conta no período imediatamente consequente ao fogo. A mineralização da matéria orgânica altera os nutrientes para formas de sais solúveis com maior mobilidade e biodisponibilidade, aumentando temporariamente a fertilidade dos solos. Este aumento temporário de fertilidade está na base da utilização tradicional do fogo para fins agrícolas e silvo-pastoris.
Com os primeiros episódios de chuva, a água ao arrastar as cinzas e fica com um pH muito alcalino. Este aumento de pH facilita o transporte do fósforo, do potássio, do cálcio e do magnésio para os meios hídricos superficiais. Este arrastamento das cinzas ricas em nutrientes para as linhas de água causa a degradação da qualidade das águas a jusante. Dá-se assim, para além da erosão física, uma erosão química, que é tanto mais grave quanto maior for a quantidade de biomassa ardida, implicando uma perda drástica de fertilidade dos solos.
A gravidade destes efeitos depende da temperatura que o solo atinge, dos fatores meteorológicos na altura do fogo e da condutividade térmica do solo. Esta redução de fertilidade dos solos é assim dependente da quantidade e tipo de biomassa que ardeu e da quantidade de chuva que escoou para fora do sistema.
Um dos nutrientes de maior importância é o azoto. Embora uma grande parte do azoto total seja transferido para a atmosfera sob a forma de N_2, há uma parte que fica incorporada nas cinzas sob a forma de amonião (NH_4^+). Deste, uma parte, ao fim de algum tempo acaba por ser transformada em nitrato (NO_3^-) através da ação de bactérias nitrificantes, que beneficiam das condições criadas pela diminuição da acidez.
Apesar mais disponível para as plantas, o azoto, sob a forma de nitrato, fica também mais sujeito a arrastamento, o que leva a uma perca adicional deste nutriente. Esta perda de fertilidade é agravada pela diminuição da capacidade de retenção de água pelos solos, devido à destruição da matéria orgânica e à perda de profundidade efetiva dos solos, causada pela erosão física.
De grande importância é também o tipo de relevo existente na zona ardida, ou seja, o declive e o comprimento das encostas. Quanto maior for o declive e mais longo for o comprimento das encostas, maior será a velocidade de escoamento e, portanto, piores serão as consequências. A partir de 5% de declive existe o risco efetivo de erosão, em especial para comprimentos de mais de 50m. Cerca de 95% da erosão ocorre em apenas 5% dos eventos chuvosos (SILVA, J.S. et al., 2007).
Em resumo, todos estes efeitos de degradação dos solos provocados pelo fogo têm a ver com a área ardida, com a energia libertada durante o fogo, com o tipo de solo e com o declive e o comprimento da encosta. As consequências serão assim piores quanto maior for dependência da capacidade de infiltração e de retenção da água, relativamente ao teor em matéria orgânica.
Ao nível do regime hídrico, os efeitos estão diretamente relacionados com as considerações feitas anteriormente para o solo. O efeito de um fogo tem como consequência principal o alterar da relação entre a água infiltrada no solo e a água escoada à superfície.

Existe, no entanto, um fenómeno que escapa à perceção usual que se tem dos efeitos de um fogo florestal. O desaparecimento ou redução da vegetação na área afetada pelo fogo implica também uma diminuição, ou anulação temporária, da transpiração das plantas. Esta diminuição ou anulação temporária faz com que em termos comparativos, o teor de humidade no solo possa aumentar relativamente à situação anterior ao fogo. Este aumento de humidade pode aumentar a percolação para os lençóis freáticos, mas pode também facilitar a saturação dos solos durante a época das chuvas, contribuindo ainda mais para o aumento do escoamento superficial e da erosão laminar.
Poderá ainda ocorrer um fenómeno oposto. Com a eliminação do coberto vegetal, a superfície do solo fica mais exposta à radiação solar, o que provoca uma maior dessecação à superfície, devido à maior evaporação. Atendendo ao que foi referido anteriormente, relativamente à maior dificuldade de infiltração da água da chuva no solo provocada pela formação de uma camada extremamente impermeável, percebemos que o resultado final em termos de humidade no solo, disponível para o reaparecimento das plantas pode ser diverso, dependendo da influência relativa de cada um dos efeitos referidos. Apesar de tudo, se não houverem interferências externas, os processos de reconstrução do sistema reporão gradualmente a situação anterior ao fogo. Os detritos resultantes do fogo são gradualmente decompostos através da ação de seres decompositores que permitem, aos poucos, a reconstituição da camada de húmus, entretanto desaparecida. O reaparecimento desta camada permite o recobrimento gradual do solo com vegetação que atenuará gradualmente os efeitos potencialmente erosivos do fogo (SILVA, J.S. et al., 2007).

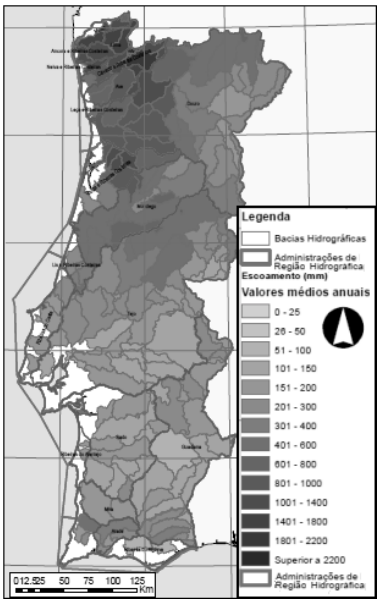


***Figura 2* – Valores médios anuais de escoamento (SNIRH-2009)**
(Average annual runoff (SNIRH-2009))

4.4.1. Medidas Preventivas e Corretivas

A tentativa de minimização das consequências da passagem do fogo por uma determinada área deve começar pela prevenção. Medidas de prevenção bem planeadas poderão não só reduzir os efeitos do fogo, através da eliminação de fatores que contribuem para a eficiência do fogo, como evitar mesmo o seu início. Numa segunda fase, na impossibilidade de evitar o fogo e a sua propagação, as medidas a aplicar serão corretivas, ou seja, tentar minimizar os efeitos do fogo promovendo um mais rápido regresso a uma situação de normalidade, que seja, tanto quanto possível, idêntica à situação anterior ao fogo.

O planeamento das medidas de prevenção terá sempre de ter em atenção a situação e o tipo de povoamentos. No caso dos povoamentos de produção existem medidas que terão resultados a curto prazo e que passam pela diminuição das condições de deflagração e de propagação do fogo, ou seja, por uma gestão do combustível disponível. Estas passam pelo controle da densidade e desenvolvimento das espécies herbáceas e arbustivas existentes na área do povoamento, pela remoção da folhada e dos galhos provenientes do próprio povoado e, se for o caso, pelo desbaste das árvores, de modo a aumentar a altura do solo à copa. Estas medidas não implicam o abate de nenhum dos indivíduos do povoado.
As medidas preventivas a médio e longo prazo, quando aplicadas num povoamento de produção já estabelecido, poderão implicar a eliminação de algumas árvores. Assim, estas são medidas que se deverão ter em atenção logo na fazer de instalação dos povoamentos. Estas focam-se principalmente na organização ou reorganização do espaço florestal, pela gestão estratégica dos combustíveis florestais, pela adoção de critérios de infra-estruturação e compartimentação dos espaços florestais, e pela integração eficiente da gestão florestal com o combate aos incêndios. Como principais estratégias a médio e longo prazo temos a silvicultura preventiva e a criação de estruturas que facilitem a intervenção dos bombeiros, na eventualidade de ocorrer um fogo. A silvicultura preventiva baseia-se na estrutura e na composição dos povoados. A estrutura refere-se à forma do seu arranjo interno, nomeadamente à distribuição etária das árvores, à arquitetura das copas, à existência e distribuição de diferentes estratos do sub-bosque e aos horizontes do solo. Com este tipo de intervenções pretende-se criar descontinuidades horizontais e verticais entre diferentes tipos de combustível. A composição refere-se à natureza específica e à variedade dos indivíduos (GUIOMAR, N. et al., 2011).
Após o fogo, as medidas de correção dos efeitos da sua passagem têm como principais objetivos a criação e oportunidades de infiltração da água no solo e a minimização dos efeitos erosivos no solo. A ausência de obstáculos à desagregação e remoção dos agregados do solo causados pela chuva, à progressão da escorrência e a falta de oportunidades de infiltração são assim os principais problemas causados nos solos pela passagem do fogo. A aplicação de técnicas que aumentem a rugosidade do solo, seja à micro-escala ou à escala das encostas, criará oportunidades de aumento da infiltração de água. Este aumento pode ser conseguido através da rutura da camada do solo repelente à água. A uma escala mais pequena, o recurso a ferramentas manuais, ou através da utilização de métodos mecânicos, de lavragem ou gradagem esta operação pode ser produzida com relativa facilidade. Em escalas maiores, poderá ter de se recorrer à utilização de maquinaria pesada para abrir sulcos perpendiculares à linha de maior declive, com maior profundidade e espaçamento. Estas técnicas permitem destruir a camada hidrófoba e consequentemente acumular a água e as cinzas nas irregularidades criadas, evitando assim o seu escoamento para fora do sistema.
A erosão do solo pode ser evitada através dos recursos a várias técnicas. A mais simples é a reintrodução de espécies herbáceas de desenvolvimento rápido através de sementeiras. Esta técnica acelera a reposição do coberto vegetal o que permite aumentar a proteção dos solos contra aos agentes erosivos, assim como aumentar o grau de agregação dos solos, evitando a perda de sedimentos. A sementeira é uma técnica que pode ser aplicada à totalidade da área queimada ou de forma localizada, em sulcos ou fileiras. Outra técnica que se pode aplicar, de modo a reduzir o efeito erosivo da chuva e a consequente erosão, é a aplicação de coberturas nas áreas queimadas. Estas coberturas, que podem ser feitas com recursos aos resíduos do abate das árvores queimadas. As coberturas evitarão a erosão dos solos e a curto prazo, a degradação destes resíduos fornecerá os nutrientes necessários para o reaparecimento de espécies herbáceas que consolidarão o solo. Para além das técnicas referidas anteriormente ainda se podem aplicar barreiras temporárias nas encostas ou nos canais de

escoamento. Estas podem ser feitas com o recurso a troncos, tubos de *nylon* ou mesmo recorrendo a obras de engenharia que também têm como principais objetivos a promoção da infiltração da água e a fixação dos sedimentos nas encostas. A construção destas barreiras deve ser perpendicular ao fluxo de escorrência, de modo a alterar o movimento dos sedimentos e da água, evitando cheias e retendo os detritos conduzidos na corrente durante a primeira época de chuvas a seguir aos incêndios (MOREIRA, F. et al., 2010).

5. Conclusão

Em Portugal a associação dos verões quentes e secos com o abandono e negligência dos terrenos agrícolas e florestais criam condições muito favoráveis à ocorrência e progressão de fogos. No período analisado neste documento (2003-2012), a área atingida por fogos é muito elevada (16% do território continental) e distribui-se maioritariamente por zonas onde o relevo é acidentado e os acessos são mais difíceis.

As consequências do fogo são devastadoras, tanto a nível socio-económico como ambiental. Os seus efeitos no ambiente refletem-se em todos os componentes do ecossistema: vegetação, fauna, atmosfera, solos e recursos hídricos. O impacto direto do fogo faz-se sentir com maior severidade na vegetação, através da destruição total ou parcial das espécies existentes no local, e na atmosfera, com emissão de vários poluentes que podem afetar não só a área do fogo mas também zonas relativamente distantes. Os solos e os recursos hídricos são onde os efeitos do fogo se fazem sentir por maior período de tempo. Os efeitos da erosão, tanto física como química, podem ser irreversíveis e a contaminação dos recursos hídricos pode levar à impossibilidade de uso ou consumo dessa água. A fauna é, normalmente, a menos afetada e a primeira a regressar no pós-fogo.

A aplicação de técnicas e métodos que evitem, ou dificultem, a ignição e a progressão de fogos em ambientes florestais continua a ser muito reduzida. Verificam-se grandes deficiências na aplicação dos planos de ordenamento florestal e das medidas de proteção contra incêndios florestais.

Também na aplicação das medidas de minimização das consequências do pós-fogo se verificam grandes deficiências, ficando muitas das áreas afetadas em auto-reabilitação.

Se não houver uma séria alteração na aplicação das políticas de proteção e de gestão dos espaços florestais, os números, que hoje já são elevadíssimos, tenderão a aumentar, assim como as consequências negativas atrás inventariadas.

6. Referências Bibliográficas

AICEP - Agência para o Investimento e Comércio Externo de Portugal (2013). *Portugal – Ficha País*. AICEP E.P.E. Lisboa [versão eletrónica]. Acedido a 16 de Dezembro de 2012, em http://www.portugalglobal.pt/PT/Biblioteca/LivrariaDigital/PortugalFichaPais.pdf

FERNANDES, P. M. (2007). Entender porque arde tanto a floresta em Portugal. In J. S. SILVA (Ed.), *Árvores e Florestas de Portugal* (pp. 69–91). Proteger a Floresta – Incêndios, Pragas e Doenças, (8). Lisboa: Público, Comunicação Social, SA, & Fundação LusoAmericana para o Desenvolvimento.

GUIOMAR, N., PALHEIRO, P., LOUREIRO, C., CARVALHO, C.R., SALGUEIRO, A., TOMÉ, J., FERNANDES, J.P. (2011). *Manual de boas práticas de gestão dos espaços florestais na bacia drenante da Albufeira de Castelo de Bode: Contributos do projecto "Nascentes para a Vida"*. EPAL, Lisboa.

ICNF – Instituto de Conservação da Natureza e das Florestas (2013). 6º Inventário Florestal Nacional -*Áreas dos usos do solo e das espécies florestais de Portugal continental. Resultados preliminares*. Instituto da Conservação da Natureza e das Florestas, Lisboa. [versão eletrónica] acedido a 23 de Novembro de 2013, em http://www.icnf.pt/portal/florestas/ifn/resource/ficheiros/ifn/ifn6-res-prelimv1-1

ICNF, GNR-SEPNA e ANPC – Instituto de Conservação da Natureza e das Florestas, Guarda Nacional Republicana - Serviço de Proteção da Natureza e do Ambiente e Autoridade Nacional de Proteção Civil (2013). *Relatório Anual de Áreas Ardidas e Incêndios Florestais em Portugal continental 2012. Resumo estatístico de dados de incêndios florestais*. [versão eletrónica] acedido a 28 de Novembro de 2013, em http://www.icnf.pt/portal/florestas/dfci/relat/rel-if/resource/fich/2012/rel12

IM – Instituto de Meteorologia (2004). Caracterização Climática 2003. Relatório Técnico. [versão eletrónica] acedido a 27 de Novembro de 2013, em http://www.ipma.pt/resources.www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20081014/rXHkGiXtgvlFLDxwiFKT/cli_20030101_20031231_pcl_aa_co_pt.pdf

IM – Instituto de Meteorologia (2006). Caracterização Climática 2005. Relatório Técnico. [versão eletrónica] acedido a 27 de Novembro de 2013, em http://www.ipma.pt/resources.www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20081014/KZcwnQrfVHeUZOaTzIth/cli_20050101_20051231_pcl_aa_co_pt.pdf

IM – Instituto de Meteorologia (2010). Caracterização Climática 2009. Relatório Técnico. [versão eletrónica] acedido a 27 de Novembro de 2013, em http://www.ipma.pt/resources.www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20100211/oPFFXallLANqNHBidozw/cli_20090101_20091231_pcl_aa_co_pt.pdf

IPMA - Instituto Português do Mar e da Atmosfera (2011). *Clima de Portugal Continental (1961 – 1990)*. Arquivado do original em 19 de dezembro de 2011. Acedido a 14 de Novembro de 2013, em https://www.ipma.pt/pt/oclima/normais.clima

MAMAOT - Ministério da Agricultura, Mar, Ambiente e Ordenamento do Território (2011). *A agricultura na economia portuguesa – Envolvente, importância e evolução recente 2010*. Gabinete de Planeamento e Politicas-MAMAOT, Lisboa. [versão eletrónica] acedido a 17 de Dezembro de 2013, em http://www.gpp.pt/destaques/Agricultura_Economia_Portuguesa_2010.pdf

MARTINS, V. (2007). *Impacto dos Incêndios Florestais na Qualidade do Ar*. Tese de Mestrado em Engenharia do Ambiente. Departamento de Ambiente e Ordenamento – Universidade de Aveiro, Aveiro. 112pp.

MARTINS, V. MIRANDA, A.I., CARVALHO A., SCHAAP, M. e BORREGO, C. (2009). *Impacto dos Incêndios Florestais na Qualidade do Ar em Portugal no Período 2003-2005*. Silva Lusitana 17 (2): 219-239. EFN, Lisboa.

MEID e MFAP - Ministério da Economia, da Inovação e do Desenvolvimento e Ministério das Finanças e da Administração Pública (2011). *Boletim mensal da economia portuguesa* n.º6 de 2011. Gabinete de Estratégia e Estudos (MEID) e Gabinete de Planeamento, Estratégia, Avaliação e Relações Internacionais (MFAP), Lisboa. [versão eletrónica] acedido a 16 de Dezembro de 2013, em http://www.gpeari.min-financas.pt/analise-economica/publicacoes/ficheiros-do-bmep/2011/junho/BMEP-junho2011.pdf

MOREIRA, F., CATRY, F.X., SILVA, J.S., REGO, F. (2010). Ecologia do fogo e gestão de áreas ardidas. Lisboa, Isapress, 323 p.

SANTOS, M.C. (1965). *Estrutura e evolução da população ativa em Portugal- Análise social*, Vol.3 n.º12 pp.441-474.

SILVA, J.S., FERREIRA, A.D. e SEQUEIRA, E.M. (2007). Depois do fogo. In J. S. SILVA (Ed.), *Árvores e Florestas de Portugal* (pp. 93-129). Proteger a Floresta – Incêndios, Pragas e Doenças, (8). Lisboa: Público, Comunicação Social, SA, & Fundação LusoAmericana para o Desenvolvimento.

Séries temporais de longo prazo para as medições de dióxido de azoto na Antártica com observações terrestres e de satélite

Long term time series of nitrogen dioxide measurements in Antarctica with ground-based and satellite observations

R.B. Mendes[(1)] e D. Bortoli[(2)]

[(1)] University of Évora, Rua Romão Ramalho 59, 7000 Évora, Portugal, rbm@ci.uc.pt

[(2)] University of Évora, Department of Physics, Évora Geophysics Center (CGE), Rua Romão Ramalho 59, 7000 Évora, Portugal, db@uevora.pt; Institute of Atmospheric Sciences and Climate (ISAC-CNR), Via Gobetti 101, 40129 Bologna, Italy, d.bortoli@isac.cnr.it.

SUMMARY

LONG TERM TIME SERIES OF NITROGEN DIOXIDE MEASUREMENTS IN ANTARCTICA WITH GROUND-BASED AND SATELLITE OBSERVATIONS

The monitoring of atmospheric compounds at high latitudes is fundamental for a better understanding of the dynamics of the chemical species and their cycles in the atmosphere. Observation of the atmospheric compounds can be achieved with ground based and satellite methods and techniques. In this paper the full dataset (1996 - 2012) of NO_2 total columns obtained with the GASCOD (Gas Analizer Spectrometer Correlating Optical Differences) instrument installed at the Mario Zucchelli Station (MZS - 74.69S, 164.12E) in Antarctica, is compared with the dataset obtained with satellite borne equipments (GOME – Global Ozone Monitoring Experiment and SCIAMACHY – Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric CHartographY). Furthermore the main statistical parameters are analysed and discussed. Among the studied atmospheric species of interest, the nitrogen dioxide (NO_2) plays a key role for the environment issues. From the analysis of the obtained data a seasonal trend can be noticed. The registered values for de vertical column density (VCD) of the NO_2 show a decrease from a maximum value of about 5.0×10^{15} molecule cm^{-2} during the austral autumn (starting at 10/11 February) to a minimum value of less than 1.0×10^{14} molecule cm^{-2} in the beginning of the winter season when the sun remains below the horizon (7/8 May). When the polar night end (8/9 August), the values of the NO_2 VCD increase with a different slope and the maximum values are reached for the summer season. Both of the mentioned features are due to the conversion of NO and NO_2 into HNO_3, the well-known process of denoxification, that takes place at the winter season in the lower atmosphere. The total columns values for NO_2 are principally affected by the daylight; however the stratospheric temperature has its own influence in the process. Additionally gas phase reactions converting NO_2 in N_2O_5, heterogeneous reactions converting N_2O_5 and $ClONO_2$ into HNO_3, and the possible denitrification (that is sedimentation of HNO_3 particles leading to reduced NOy) outcome in small column values at the pre- and post-winter registers, while in summer, photolysis and reactions with OH reduces the lifetime of HNO_3 releasing NO_2 to the stratosphere.

1. INTRODUÇÃO

Os avanços tecnológicos nos sistemas de monitorização ambiental vieram possibilitar a obtenção de mais e melhores dados relativos aos constituintes atmosféricos, recorrendo a sistemas de deteção remota instalados em estações a terra e em satélites. A automatização destes sistemas contribuiu para estudos ambientais, climatológicos e meteorológicos. Atualmente os equipamentos de monitorização terrestes podem ser deixados em zonas que se tornam inacessíveis, como as remotas zonas do continente polar e noutras zonas geladas durantes os rigorosos invernos polares, contribuindo assim para o estudo e melhor compreensão da dinâmica e composição da atmosfera nestas regiões. O GASCOD (Gas Analyser Spectrometer Correlating Optical Differences) é um espectrómetro que mede radiâncias na gama UV-Vis. Instalado na estação Mario Zucchelli (MZS - 74.69S, 164.12E) na Antártida desde dezembro de 1995, permite obter as densidades colunares verticais (DCV) do dióxido de azoto (NO_2) e do ozono (O_3) estratosféricos, e de outros compostos de interesse, nomeadamente: , óxidos de cloro (OClO) e os óxidos de iodo (IO). De igual modo a instalação de sistemas de deteção remota em satélites veio contribuir grandemente para uma melhor compreensão da estrutura e dinâmica do sistema meteorológico global e em particular do sistema antártico, bem como os processos atmosféricos nas regiões polares. A deteção remota a partir de satélites para monitorização de compostos gasosos na estratosfera tem sido conseguida através da utilização de vários instrumentos: GOME – Global Ozone Monitoring Experiment [1]; SCIAMACHY – Scanning Imaging

Absorption Spectrometer for Atmospheric CHartographY [2] ; OMI – Ozone Monitoring Instrument [3]; TOMS – Total Ozone Monitoring Experiment [4] e GOME2 [5]. O conjunto dos dados obtidos a partir de todos estes satélites, a chamada Reanálise por Multisensores (MSR - Multi Sensor Reanalysis), disponibiliza uma série contínua de registos, desde novembro de 1978 até ao presente, para as concentrações destes gases na atmosfera (TOMS--GOME-SCIA-OMI-GOME2) [6]. É assim possível observar as variações sazonais e as tendências a longo prazo para as concentrações destes componentes atmosféricos nos últimos 35 anos.

2. A ATMOSFERA POLAR ANTÁRTICA

A atmosfera antártica contribui de um modo muito expressivo para a circulação geral da atmosfera a nível global. A sua influência faz-se notar na variação da temperatura global, e consequente na alteração do coberto de gelo o que conduz, por exemplo, à variação do albedo planetário. Questões de grande relevância atual como o aparecimento e evolução do "buraco" na camada de ozono estratosférica, o aquecimento global, o degelo das regiões polares ou a variação do nível dos oceanos não podem ser completamente conhecidas sem a compreensão da dinâmica da atmosfera polar antártica. [7] A ausência de radiação solar durante o inverno polar Antárctico (7/8 de Maio a 8/9 de Agosto em MZS), o consequente arrefecimento da estratosfera e as temperaturas negativas de -80ºC que se registam durante esta estação fazem com que a pressão atmosférica baixe muito e se forme um vórtex. Aparecimento de ventos de mais de 300 km/h, o isolamento e extremo arrefecimento e ainda a formação de partículas por condensação de água levam à formação das nuvens polares estratosféricas. Estas partículas podem conter ácido sulfúrico e/ou ácido nítrico e água ou gelo, o que favorece a absorção de espécies moleculares como o cloro (Cl), formando reservatórios deste elemento o qual desempenha um papel decisivo nos processos de destruição do ozono.

Os compostos de interesse monitorizados são o ozono (O_3), o dióxido de azoto (NO_2), assim como o óxido de bromo (BrO), óxidos de cloro (OClO) e os óxidos de iodo (IO). De entre os componentes atmosféricos de interesse presentes na atmosfera antárctica o O_3 desempenha um papel fundamental para balanço radiativo, sobretudo para a radiação ultravioleta (UV). Os valores de concentração de O_3 estratosférico na Antártida, sofrem uma notória variação sazonal. Esta concentração é reduzida para cerca de metade do seu valor máximo que ocorre durante o verão polar (26/27 Outubro a 10/11 de Fevereiro em MZS). Entre o mês de Setembro e de Novembro, no início da primavera, o regresso do sol à Antártida faz com que aumente a presença de cloro na forma ativa na atmosfera, o que conduz à depleção da camada de ozono. À medida que a primavera avança e a temperatura sobe, o vórtex que se forma durante o inverno desaparece, ocorrendo nessa altura a mistura de ar rico em NO_2, que se combina com o cloro ativo, e assim, o cloro fica predominantemente na sua forma inativa, o que permite que os níveis de ozono subam. O chamado "buraco de ozono" surge quando na baixa estratosfera, onde as nuvens se formam e onde existe cloro livre, o O_3, sob a ação da luz, se combina com este cloro e moléculas de dicloroperóxido (ClOOCl), libertando oxigénio (O_2) e cloro na sua forma ativa para a atmosfera, favorecendo assim a continuidade do processo de depleção do ozono.

3. PORQUE É IMPORTANTE MEDIR A CONCENTRAÇÃO DE NO_2 NA ATMOSFERA?

Estudos feitos mostram que os radicais NOx destroem cataliticamente o ozono [8] [9]. Estes formam-se a partir de gases residuais, alguns resultantes de atividades humanas (por ex. a queima de combustíveis), os quais se mantêm na atmosfera por longos períodos. Por processos de mistura estes gases sobem da troposfera até à estratosfera, onde são destruídos pela radiação UV, por oxigénio em estado excitado $O(^1D)$ e pelos radicais hidroxilo (OH). O dióxido de azoto (NO_2) tem um papel preponderante no ciclo de destruição catalítica do ozono. A fotólise do NO_2 na atmosfera leva à formação do óxido de azoto (NO) e de oxigénio, ambos envolvidos no ciclo de destruição do ozono. Nas regiões polares, durante o período da noite polar, o NO_2 pode ativar o óxido de cloro (ClO) conduzindo à formação do gás $ClONO_2$ não ativo e, a combinação com o Cl, um dos principais agentes depletores do ozono, faz com que o NO_2 limite a destruição do ozono no vórtex polar. Em condições de baixas temperaturas podem formar-se nuvens na estratosfera polar, criando as condições para que o $ClONO_2$ e N_2O_5 possam reagir com o HCl ou com H_2O que se encontram na fase sólida e, simultaneamente, forma-se HNO_3 também na fase sólida. Desta forma, os compostos de azoto, são eliminados da atmosfera, passando da fase gasosa para a fase líquida por meio destas reações heterogéneas, permanecendo ligados às partículas das nuvens enquanto estas perduram. Estes processos químicos do azoto na atmosfera são complexos e de difícil compreensão, pois dependem de fatores como as estações do ano, a latitude geográfica e a temperatura ambiente onde estes processos ocorrem. As reações que regem os processos mais importantes para a compreensão das variações diárias e sazonais do NO_2 são apresentados de seguida:

Na presença de radiação, NO e NO_2 são formados por fotólise do NO_3 e do N_2O_5:

$$NO_3 + h\nu \rightarrow \begin{cases} NO_2 + O\ (\lambda < 580\ nm)(\sim 90\%) \\ NO + O_2\ (\lambda < 640\ nm)(\sim 10\%) \end{cases} \quad (1)$$

$$N_2O_5 + h\nu(\lambda < 380\ nm) \rightarrow NO_3 + NO_2 \quad (2)$$

Reações que ocorrem simultaneamente durante a noite, quando o NO_3 se forma:

$$NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2 \quad (3)$$

e a reação de equilíbrio:

$$NO_3 + NO_2 + M \rightarrow N_2O_5 + M \quad (4)$$

Durante a noite, ocorre um decréscimo nos valores da concentração do NO_2 à custa da formação de N_2O_5, pois durante esse período, a reação (4) ocorre com predominância da esquerda para a direita. A reação (3) é a reação limitante deste processo e, é por isso, que a relação entre a concentração do NO_2 ao nascer do sol pela concentração ao por sol, $[NO_2]_{a.m.}/[NO_2]_{p.m.}$ é dada por:

$$[NO_2]_{a.m.}/[NO_2]_{p.m.} = \exp(-2k\,[O_3]\Delta t), \qquad (5)$$

onde k é o coeficiente da taxa de reação e Δt é a duração do período da noite. A concentração do NO_2 e a relação a.m./p.m. exibem uma significativa dependência sazonal.

4. MEDIDAS DE NO_2 NA ANTÁRTIDA (1996-2012)

Medidas em terra (ground based)

Os dados foram obtidos a partir de terra com o instrumento GASCOD durante os 17 anos (1996-2012) em análise neste artigo. Estes dados referem-se apenas a medidas de colunas totais do NO_2 para um angulo zenital solar (Solar Zenirth Angle - SZA) de 90º. Estes dados espectrais foram processados recorrendo à técnica de Espectroscopia de Absorção Ótica Diferencial (Differential Optical Absorption Spectroscopy - DOAS), não apresentada aqui e que pode ser encontrada na referência [10]. No Gráfico 1 apresenta-se a série temporal para as medições do GASCOD, correspondente ao período de 1996 a 2012, para a densidade colunar vertical (DCV) do NO_2, (valores AM e PM). A falta de registos nos anos de 2007 e 2008 deveu-se a problemas técnicos com o equipamento, solucionados na campanha de verão do ano seguinte. Para os anos de 1997, 2000 e 2008 só existem registos para o período de Fevereiro a Abril devido às condições severas desses invernos Antárticos, o que impediu o normal funcionamento do equipamento durante a fase final dessas noites polares. A falta de registos em 2009 ficou a dever-se a um problema com a fonte de alimentação do GASCOD que só voltou a operar no início do ano de 2010.

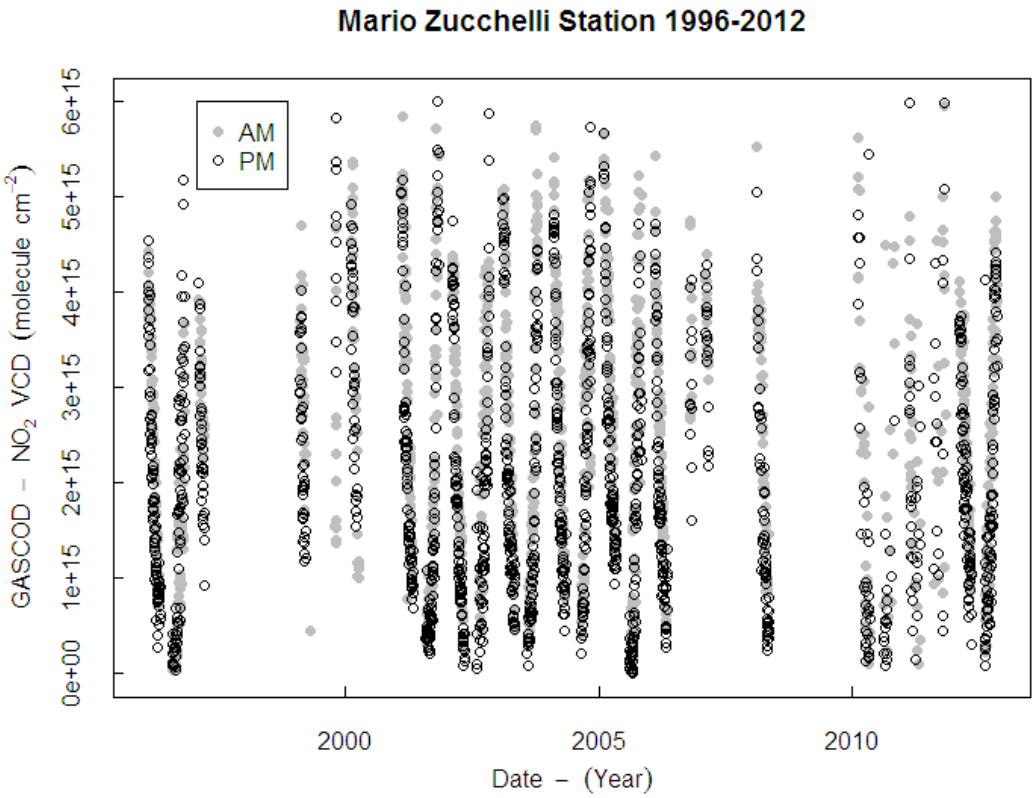


Gráfico 1 - Série temporal total do GASCOD, de 1996 a 2012 para a DCV do NO_2 (valores AM e PM) na MZS. (NO_2 VCD total GASCOD time series (AM and PM values) from the year of 1996 till 2012 at MZS)

Medidas de satélite

A monitorização da atmosfera com recurso a satélites veio permitir a recolha de uma grande quantidade de dados que, quando comparados com os dados obtidos a partir de terra, para as mesmas localizações e nos mesmos instantes, são essenciais para se poder estimar a precisão destes valores e para a validação dos mesmos. Apesar da descontinuidade da operação do satélite GOME, existem registos na totalidade do período em análise (1996-2012), disponibilizado pelo conjunto de satélites que monitorizam os gases na atmosfera. Existem ainda registos em simultâneo dos instrumentos: SCIAMACHY+OMI (2004-2012), e GOME2+OMI (2006-2012), e SCIA+OMI+GOME2 (2006-2012).

5. RESULTADOS E DISCUSÃO

Variação sazonal

Está patente nos registos uma tendência sazonal dos valores registados em terra (Gráfico 2). Os valores para a DCV do NO_2 apresentam um decréscimo a partir de um valor máximo de cerca de 5.0×10^{15} moléculas cm^{-2}, registado durante o outono austral (a partir de 10/11 de Fevereiro), até um valor mínimo inferior a

1.0×10^{14} moléculas cm^{-2} no início da época de inverno, quando o sol permanece abaixo do horizonte (7/8 de Maio). No final da noite polar (8/9 de Agosto), os valores para a DCV do NO_2 passam a exibir uma tendência crescente, até que os valores máximos são atingidos com o início da estação de verão (26/27 de Outubro). Ambas as tendências, o aumento e decréscimo da DCV do NO_2, são devidas à conversão de NO e NO_2 em HNO_3, o bem conhecido processo de depleção de azoto, que ocorre durante a estação de inverno na baixa atmosfera. Os valores totais para as colunas de NO_2 são principalmente afetados pela luz do dia, no entanto a temperatura estratosférica tem a sua própria contribuição para o processo. Adicionalmente as reações na fase gasosa, a conversão de NO_2 em N_2O_5, as reações heterogêneas de conversão do N_2O_5 e $ClONO_2$ em HNO_3, e a possível desnitrificação (que é a sedimentação de partículas HNO_3 que levam à redução dos NOy) originam os baixos valores registados para a coluna vertical na fase pré- e pós- inverno. Por outro lado, no verão, a fotólise e as reações com OH reduzem a vida útil do HNO_3 libertando NO_2 para a estratosfera.

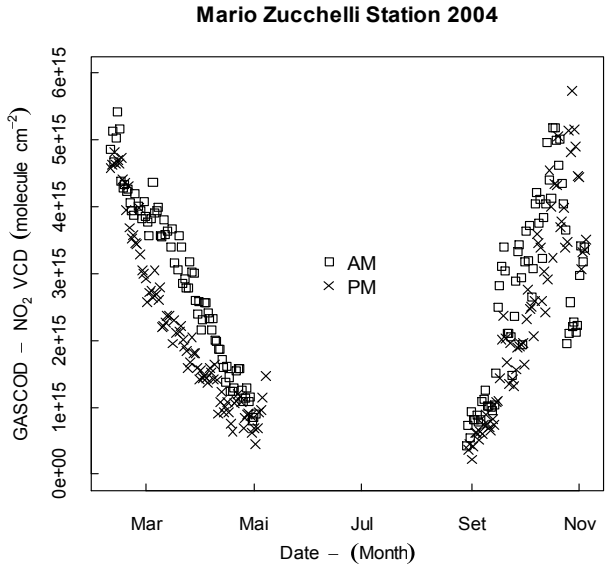


Gráfico 2 - Série temporal do ano de 2004 para a DCV do NO_2 (valores AM e PM) medidos pelo instrumento GASCOD na MZS. (NO_2 VCD time series (AM and PM values) for the year of 2004 measured by the GASCOD ground based instrument at MZS.)

Tendência a longo prazo

É apresentada no Gráfico 3 a tendência para os valores médios da DCV do NO_2, na série temporal em estudo (1996-2012). Estes valores são obtidos a partir do cálculo da média aritmética para os valores da DCV_{AM} e DCV_{PM} diários, nos meses de Fevereiro de cada ano, para todos os anos da série temporal analisada. A reta de ajuste para estes valores médios mostra uma tendência globalmente decrescente, com um declive de $-2.949 \times 10^{+06}$ moléc. cm^{-2} ano^{-1}. Observa-se um notório decréscimo dos valores médios da DCV do NO_2 de 2000 até 2008, com exceção do ano de 2006 onde se verifica um aumento relativamente ao ano anterior. Não há registos do ano de 2009, no entanto, nos dois anos seguintes (2010 e 2011)

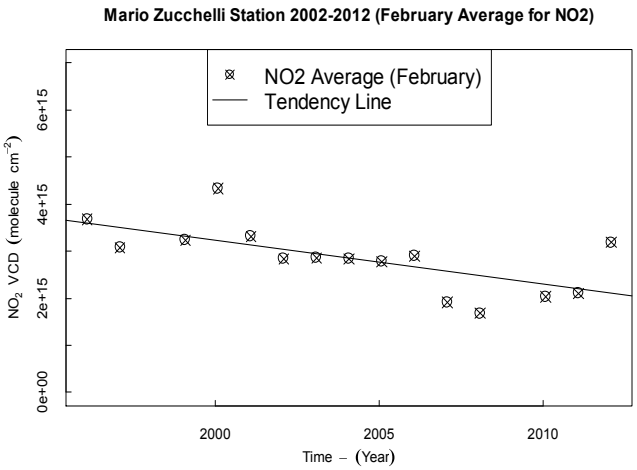


Gráfico 3 - Série temporal com a reta de tendência ajustada aos valores médios do GASCOD para a DCV do NO2, para os meses de Fevereiro de 1996 a 2012. (Time series with the tendency line adjusted to the average values of GASCOD NO2 VCD, for the months of February from 1996 to 2012)

Tabela 1 – Valores para os parâmetros do ajuste linear dos registos do GASCOD e dos satélites GOME, SCIAMACHY e OMI (Values for the linear regression for the GASCOD ground data and GOME, SCIAMACHY and OMI satellite data)

	Declive (***) (moléc.cm^{-2} year^{-1})	**Erro padrão (***) (moléc.cm^{-2})**	**R^2**
GASCOD (1996-2012)	−2.949	0.9284	0.437
GASCOD (1996-2003)	−2.381	2.709	0.134
GOME (1996-2003)	+1.716	1.484	0.182
GASCOD (2003-2012)	−1.452	1.970	0.072
SCIAMACHY (2003-2012)	−0.704	0.5733	0.159

(***)= $\times \mathbf{10^{+06}}$

os valores mantêm-se igualmente baixos. Estes baixos valores para a DCV do NO_2 (de 2007 a 2011) são devidos à reduzida quantidade de dados disponível do GASCOD neste período, consequência dos problemas instrumentais com o espectrómetro. Este facto explica a maior taxa de decréscimo dos valores da DCV para o NO_2 neste período quando comparada com a taxa de decréscimo para os valores do SCIAMACHY (Gráfico 5) (Tabela 1). Os dados do instrumento GOME (Gráfico 4) mostram uma tendência globalmente crescente dos valores médios da DCV para o NO_2, com uma taxa de $1.716 \times 10^{+6}$ moléc. cm^{-2} ano^{-1}. Esta tendência não é corroborada pelos valores calculados a partir dos dados de terra obtidos com o GASCOD no mesmo período, embora

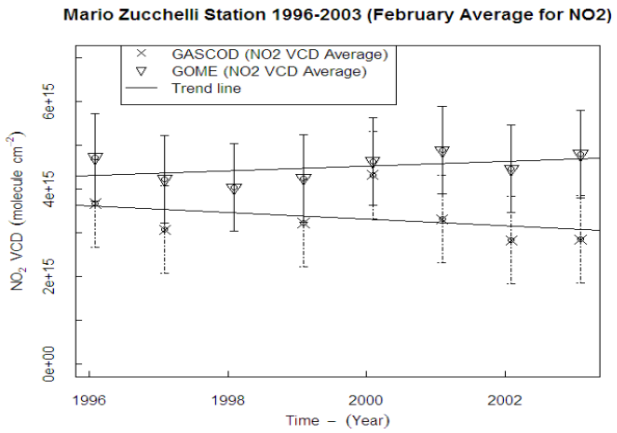


Gráfico 4 - Retas de tendência para as séries temporais ajustadas aos valores médios para a DCV do NO_2, nos meses de Fevereiro de 1996 a 2003, para o GASCOD e para o satélite GOME. (Time series with the tendency lines adjusted to the average values of NO_2 VCD for the months of February from 1996 to 2003, for the GASCOD and GOME satellite data)

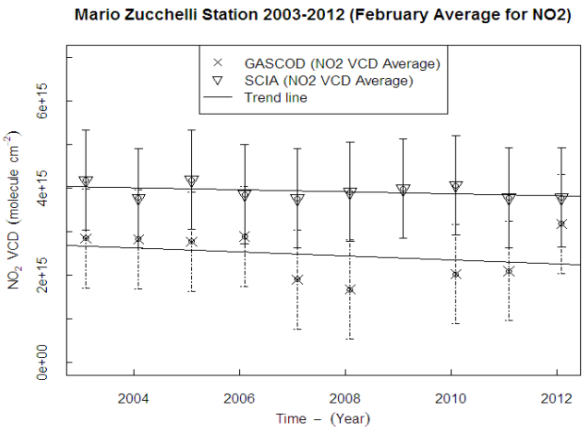


Gráfico 5 - Retas de tendência para as séries temporais ajustadas aos valores médios para a DCV do NO_2, nos meses de Fevereiro de 1996 a 2003, para o GASCOD e para o satélite SCIAMACHY. (Time series with the tendency lines adjusted to the average values of NO_2 VCD for the months of February from 1996 to 2003, for the GASCOD and SCIAMACHY satellite data) de uma área mais vasta, sendo por isso espectável a diferença nos valores registados.

Comparação das medidas de terra e satélite

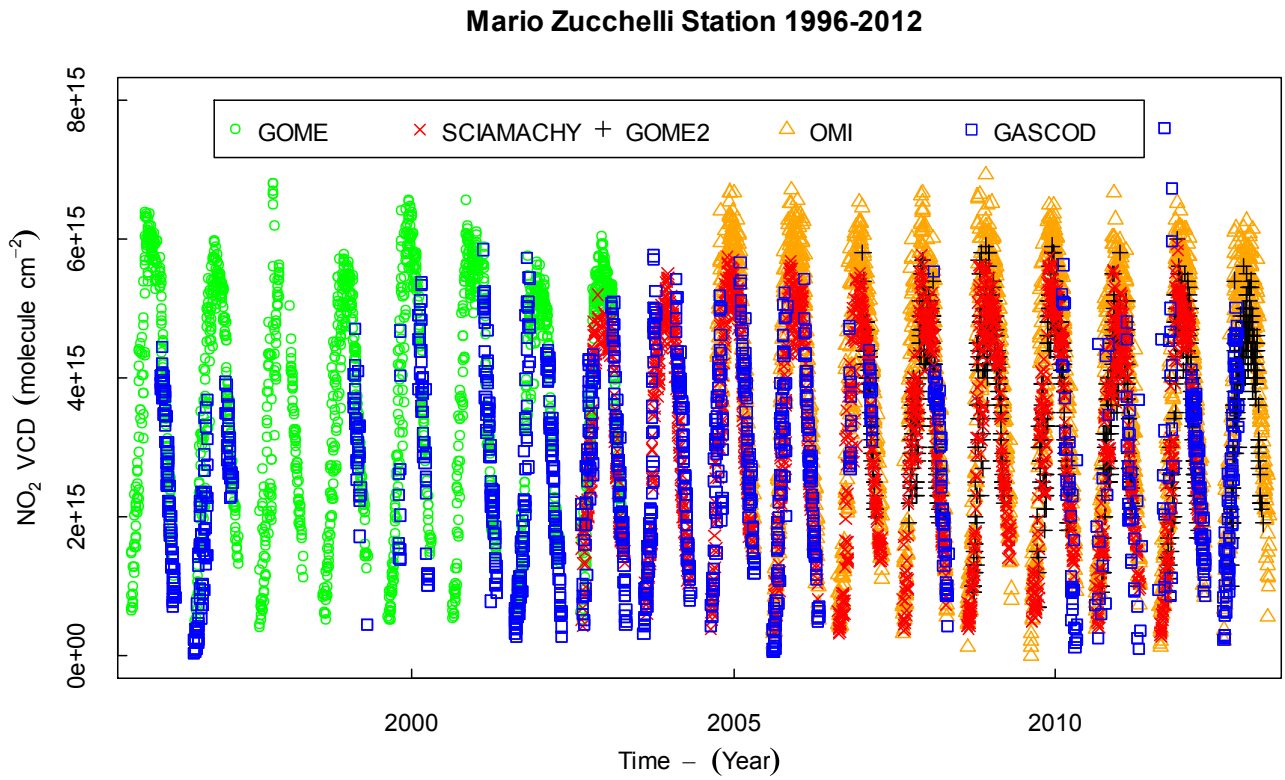


Gráfico 6 – Série temporal para a DCV do NO_2 (1996-2012) sobre a MZS medida por satélites (GOME, SCIAMACHY, GOME2 e OMI) e pelo instrumento GASCOD em terra na MZS. (NO2 VCD time series (1996-2012) over MZS measured by satellite instruments (GOME, GOME2, SCIAMACHY, and OMI) and from the GASCOD ground based system at MZS.)

os registos obtidos pelos dois tenham um erro relativo máximo de 40%. Os registos do GASCOD mostram um decréscimo a uma taxa de $2.381 \times 10^{+06}$ moléc. cm^{-2} ano^{-1} para este mesmo período temporal. Esta tendência invertida para os registos de terra e

satélite pode ter sido originada pelo reduzido número de registos do GASCOD nestes anos. De assinalar que foi também durante este período, nomeadamente no ano de 1997 e de 2000, que ocorreram condições climatéricas severas durante os invernos antárticos, o que impediu o normal funcionamento do equipamento durante a fase final das noites polares. Os resultados para os dados do SCIAMACHY (Gráfico 5) indicam uma tendência decrescente nos valores médios da DCV do NO_2 no seu período de operação (2003-2012) com declive de -0.704×10^6 moléc. cm^{-2} ano^{-1}. Para o mesmo período, os dados do GASCOD mostram a uma tendência igualmente decrescente, embora com uma taxa superior de 1.452×10^6 moléc. cm^{-2} ano^{-1}. O maior decréscimo dos valores médio para a DCV do NO_2 registados pelo GASCOD pode dever-se, além da já mencionada falta de registos no ano de 2009 e ao reduzido número de registos no período de 2007 a 2011, à ocorrência de condições climáticas extremas, nomeadamente no ano de 2008, o que condicionou o normal funcionamento do equipamento. Deve ainda ter-se em conta que, apesar de os princípios de medição em terra e a partir de satélite serem idênticos, o GASCOD regista dados a partir da radiação difusa a partir do zénite enquanto os satélites utilizam radiação de retrodifusão. As diferentes características de medição dos GOME e SCIMACHY devem igualmente ser tidas em conta na interpretação dos dados dos satélites. A resolução espacial do GOME é de 40×320 Km^2 enquanto o SCIAMACHY tem uma resolução do *ground pixel* de 30×240 Km^2. A menor resolução espacial do GOME resulta numa área varrida pelo satélite de maior dimensão quando comparada com a área varrida pelo SCIAMACHY, assim, os registos efetuados com os dois equipamentos do satélite, embora sejam relativos à mesma região, são referentes a áreas com dimensões distintas. Os registos do GOME, por serem relativos a uma área mais vasta, que os dados obtidos com o GASCOD (Field of View de 10^{-5} srad), devem ser observados como valores médios. Por fim mostra-se no gráfico 6 todo o conjunto de dados, obtidos a partir de terra e a partir de satélite, para os vários instrumentos utilizados no período em análise. De todos os instrumentos de monitorização utilizados, o GASCOD é o que se encontra há mais anos em actividade. Este espectrómetro encontra-se em funcionamento há mais de 17 anos, com dados disponíveis para cerca de 70% do seu período de operação.

6. CONCLUSÕES

Foram analisados os dados relativos às colunas verticais do dióxido de azoto, adquiridos pelo espectrómetro GASCOD instalado desde 1995 na estação Mario Zuchelli (MZS) na Antártida. Uma nova e melhorada versão deste equipamento, o GASCOD New Generation – GASCODNG encontra-se atualmente em funcionamento na MZS, prosseguindo a tarefa de registar as concentrações colunares verticais do NO_2 e do O_3 nesta região da Antártida. A série temporal de registos do GASCOD, para os 17 anos analisados, indica o comportamento sazonal esperado: valores máximos no início e no final do verão, e valores mínimos durante o inverno. Foi ainda observada a evolução dos valores da DCV do NO_2 para o nascer (AM) e para o pôr-do-sol (PM) durante a primavera e o outono austrais. Os valores médios anuais da DCV para o NO_2, obtidos com o GASCOD, em toda a série temporal analisada, apresentam um tendência global decrescente a uma taxa de 2.949×10^6 moléc. cm^{-2} ano^{-1}. Estes resultados foram comparados com os dados obtidos a partir dos satélites. Para o período de funcionamento do satélite GOME (1996-2003), a tendência decrescente para os valores do GASCOD (-2.381×10^6 moléc. cm^{-2} ano^{-1}) não é confirmada pelos valores do satélite. Os dados do GOME exibem uma tendência crescente para os valores médios da DCV do NO_2, a uma taxa de 1.716×10^6 moléc. cm^{-2} ano^{-1}. Esta discordância deve ter sido causada pelo reduzido número de registos do GASCOD neste período (inexistentes para o ano 1998) e pela ocorrência de condições climatéricas severas durante o inverno antártico nos anos de 1997 e 2000, o que impediu o normal funcionamento do equipamento durante a fase final das noites polares. Os valores médios da DCV do NO_2 obtidos pelo GASCOD durante o período de funcionamento do satélite SCIAMACHY (2003-2012) exibem uma tendência decrescente com uma taxa de 1.452×10^6 moléc. cm^{-2} ano^{-1}, tendência corroborada pelos dados de satélite, embora o valor para a taxa de decréscimo seja inferior neste caso (0.704×10^6 moléc. cm^{-2} ano^{-1}). A análise aqui feita sugere uma tendência global de decréscimo para os valores médios anuais da DCV do NO_2 na última década, para as elevadas latitudes da Antártida, apontando assim para uma redução da presença deste composto gasoso na atmosfera polar.

7. REFERÊNCIAS

[1] Valks, P.J.M., J.F. de Haan e J.P. Veefkind, "TOGOMI: An improved total ozone retrieval algorithm for GOME," *XX Quadrennial Ozone Symposium, 1/6/2004-8/6/2004, C.S. Zerefos (Ed), 2004, Athens, University of Athens, 129-130.,* 2004.

[2] H. J. Eskes, R. J. van der A e E. J. Brinksma, "Retrieval and validation of ozone columns derived from measurements of SCIAMACHY on Envisat," *Atmos. Chem. Phys. Discuss, 5, 4429-4475,* 2005.

[3] Veefkind, J.P., J.F. de Haan e E.J. Brinksma, "Total Ozone from the Ozone Monitoring Instrument (OMI) Using the DOAS technique," *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens., 2006, Vol. 44, No. 5, 1239-1244, doi:10.1109/TGRS.2006.871204.,* 2006.

[4] McPeters, R.D, Krueger, A.J. e Bhartia, P.K., ""Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide"," *NASA Reference Publication 1998-206895,* 1998.

[5] J. Callies, E. Corpaccioli, M. Eisinger e A. Hahne, ""GOME-2 – Metop's Second-Generation Sensor for Operational Ozone Monitoring"," 2000.

[6] A. Van der, "Multisensor reanalysis of total ozone," *Atmos. Chem. Phys., 10, 11277–11294,* 2010.

[7] J C King e J Turner, Antarctic Meteorology and Climatology - Cambridge Atmospheric and Space Science Series,

Cambridge University Press, 2007.

[8] P. Crustzen, "The influence of nitrogen oxide on the atmospheric ozone content".*Quart. J. Roy. Met. Soc., 96, 320, 1970.*

[9] H. Johnston, "Reduction of stratospheric ozone by notrogen ozone catalysts from supersonic transport exhaust".*Science, 173, 517, 1971.*

[10] U. PLATT, "Differential optical absorption spectroscopy (DOAS), Principles and Aplications," em *Physics of Earth and Space Environments*, 2008.

[1]Tomografia para a determinação da distribuição espacial do Vapor de Água através de observações GNSS

Tomographic determination of the spatial Distribution of Water Vapor using GNSS observations

André Sá [1,2], Fábio Bento [2], Rui Fernandes [2], Paul Crocker [2]
[1]UDI/IPG, Av. Dr. Francisco de Sá Carneiro, 50 6300-654 Guarda, Portugal, andre_sa@ipg.pt
[2]SEGAL (UBI/IDL), R. Marquês d'Avilla 6201-001 Covilhã, Portugal, fbento@segal.ubi.pt, rmanuel@di.ubi.pt, crocker@di.ubi.pt

SUMMARY

This paper focuses on investigating Global Navigation Satellite Systems (GNSS) observations as precipitation sensors and also analyse the contribution of the GNSS dense networks as an efficient tool for meteorological purposes based on Water Vapor Tomography. For that, case-studies are presented using data from BELEM and MANAUS dense network. For Water Vapor Tomograhy, a software package has been developed to reconstruct the GNSS water vapour spatial distribution. The obtained results indicate that GNSS can detect the variations in precipitation at different periods of the year and that dense GNSS networks allow us to generate images of the spatial and temporal distribution of water vapour. However, the influence of several parameters, such as number and distribution of receivers, grid sizes and initial values, has to be taken into account for the image reconstruction.

1. INTRODUCTION

Humankind has been trying to predict the weather for millennia and always recognized importance of better understanding the weather and climate by monitoring it´s major parameters. In this respect, water vapor plays a major role in many atmospheric processes concerning physics, thermodynamics and dynamics. The knowledge of the spatial and temporal distribution of water vapor in the lower atmosphere (troposphere) is crucial for accurate quantitative prediction of precipitation and better understanding of many atmospheric processes like deep convective events.

Studies about the use of GNSS observations with focus on meteorology started about 20 years ago [Bevis et al., 1992]. GNSS has large advantages since it is a system that works under all weather conditions, with continuous unattended operation, good time resolution and an ever increment in the number of stations at many regions. GNSS observations are nowadays a well-establish tool to measure the water vapor content in the lower atmosphere. In this paper the main objective is to ascertain the sensitivity of GNSS receivers for atmospheric water vapor and contribution for meteorological purposes through several analyses, namely: Zenith Total Delay (ZTD) analyses, Precipitable Water Vapor (PWV) analyses and finally, water vapor image reconstruction applying tomography techniques using GNSS dense networks.

2. DESCRIPTION AND METHODOLOGY

While travelling through the Earth's atmosphere the GNSS signal is going to experience delays caused by the atmosphere, mainly ionosphere and troposphere. Considering the dispersive character of the ionosphere for the GNSS frequencies, ionospheric effects are minimized using a fitted linear combination of the GNSS frequencies [Brunner and Gu, 1991]. Conversely, the tropospheric effects are not frequency dependent below 15 GHz. The main effect of the troposphere on GNSS, is an extra delay of the radio signal emitted by GNSS satellites [Davis et al., 1985]. This delay is time varying due to the variable pressure, temperature and water vapor content of the atmosphere and cannot be modeled or predicted with sufficient precision positioning, especially in real-time. In figure 1 the S represents the curved path of the radio signal transmitted from the satellite to the receiver on the ground and G is the straight line distance that would have been the path without any atmosphere (vacuum). The excess propagation time of GNSS signal is the difference between both.

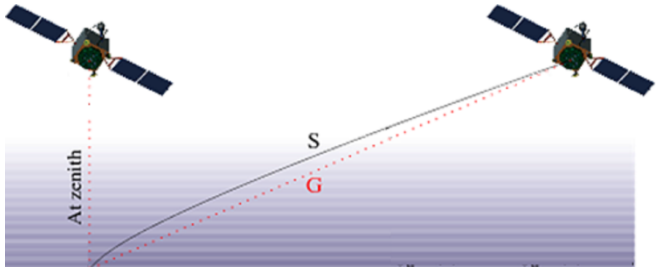


Figure 1 – Effect of the atmospheric refraction on GNSS signal propagation (Source: http://gnss.be/troposphere_tutorial.php)

In order to obtain accurate positions, the effect of the troposphere delay needs to be properly estimated. This is done by computing tropospheric parameters during the GNSS data analysis: Zenith Tropospheric Delay (ZTD) and Horizontal Gradients [Bar-Sever, 1998]. The correlation between these delays and the state of the atmosphere has been studied in order to ascertain the GNSS system as an efficient tool for meteorological observations. Most of the scientific software packages (e.g., GIPSY-OASIS, BERNESE, and GAMIT) permit to estimate the ZTD, from which the PWV can be derived knowing temperature and pressure at the site location. ZTD (Figure 2) is equal to ZHD + ZWD, where the hydrostatic delay (ZHD) is the major component (90-97%) and can be accurately inferred from measurements of surface pressure. However, the other, the wet delay (ZWD), although much smaller, can have significant temporal and spatial variations. It is this component that is estimated in the GNSS processing. PWV can be derived from estimated ZWD using the following formulas, where k'_2 and k_3 are empirical physical constants, ρ is the density of liquid water, R_v is the specific gas constant for water vapor, and T_m is the surface temperature:

$$PWV = \pi * ZWD \quad (1)$$

$$\pi = 10^6 / (\rho R_v (k'_2 + \frac{k_3}{T_m})) \quad (2)$$

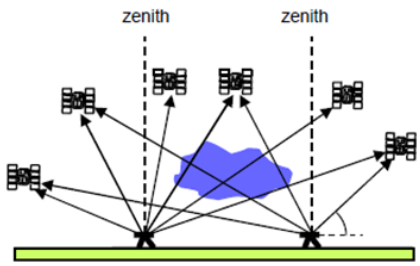


Figure 2 – Zenith Total Delay has a function of the delays for all observed satellites (Source: Van Baelen, 2009)

As the PWV is obtained from ZTD and being ZTD of any single GNSS station an estimation of the total content of the water vapor on the column above the receiver, it is impossible to compute a PWV profile from one unique station. Thus, according to this, if we have several stations it's theoretically possible to compute a PWV profile over an area. To obtain a PWV profile, a recent technique called water vapor tomography has been developed in order to compute 4D images of PWV. This technique is based on Algebraic Reconstruction Techniques (ART) and only works if there are multiple GNSS stations in a relatively small area, the designated GNSS dense networks.

ART are iterative algorithms that were initially developed with success for medical imagery. Algebraic reconstruction is an approach for image reconstruction which uses data from a series of projections such as these obtained from electron microscopy, x-ray, etc. Algebraic Reconstruction Algorithms are also useful when energy propagation paths between the source and the receiver position are the subject to ray bending on account of refraction or when energy undergoes alternation along ray paths. Description of the use of such techniques for reconstruction of water vapor spatial distribution can be found in Champollion et al. [2005] and Bender et al. [2011]. In our case, the projections are the delay on the GNSS signal path from the satellites to the receiver, the designated Slant Delays. To compute these slant delays mapping functions are used that will map the estimated ZTD for each station in the directions of the visible satellites. Troposphere tomography divides the earth´s atmosphere into small volume elements or voxels (cf. Figure 3) and uses the slant delays to estimate the refractivity of each voxel and hence get a height profile of refractivity. The output consists in 2D slices of the 3D water vapor image in latitude, longitude or altitude.

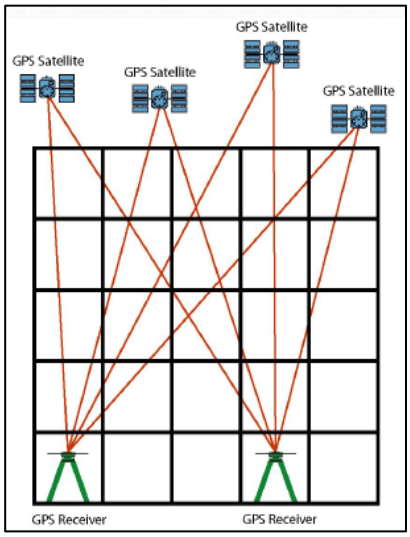


Figure 3 – The refractivity in the atmosphere along raypath of a GPS satellite signal to a ground-based receiver is discretized by a 3D voxel model (Source: Van Baelen, 2009)

For this purpose a software package, SEGAL GNSS WAter Vapor Reconstruction Image Software (SWART), has been developed at Space and Earth Analyses Laboratory (SEGAL). This package currently consists of four C++ programs that gather the necessary information to compute the Integrated Water Vapor (IWV)[1] distribution over a specified area using GPS observations. It can also perform the water vapor image reconstruction and plot the result in latitude, longitude and height slices.

For image reconstruction several ART were implemented and parallelized, namely: Kaczmarz, Landweber and Simultaneous Algebraic Reconstruction Technique (SART). The algorithms implemented were validated using Shepp-Logan Phantom image which is a standard image for image reconstruction tests. Tests were performed using an original image (Figure 4a) with a resolution of 80*80 and the projection data was generated using 75 parallel rays over 36 different angles. As can be seen in the Figure 4b-d all the algorithms reconstructed the original image reasonably well.

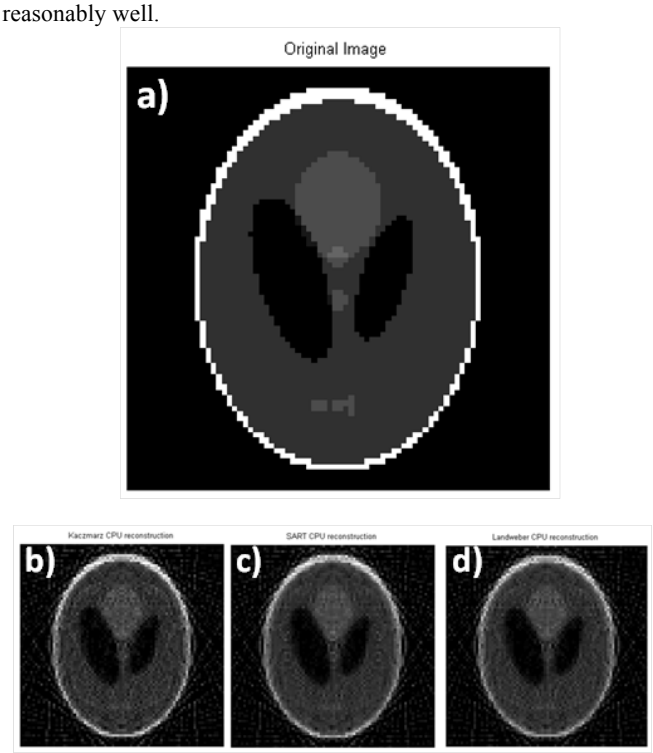


Figure 4 – a) Shepp-Logan phantom original image, b) Shepp-Logan phantom Kaczmarz reconstruction, c) Shepp-Logan phantom SART reconstruction, and d) Shepp-Logan phantom Landweber reconstruction

The standard deviation (std) of the residuals was calculated for each reconstruction. The max (z max) and min (z min) of the residuals were also calculated. The results are presented in Table 1.

***Table 1* – Standard deviation of the residuals**

ART	Std	zmin	zmax
Kaczmarz	0.116	-0.474	0.639
Landweber	0.122	-0.470	0.692
SART	0.114	-0.467	0.651

All the tested algorithms obtained similar results, all being suitable for the intended purpose.

[1] IWV is used when we state the mass of water per unit area, and Precipitable Water Vapor (PWV) if we refer to the height of an equivalent column of water, PWV = IWV/ ρ

To validate SWART results, but now using the GNSS observations, SWART was firstly tested with synthetic data and the results were compared with the results computed by LOFFT_K using the same data [Champollion et al., 2005]. LOFTT_K is a GNSS water vapor tomography software developed at Montpellier University in the Laboratoire Dynamique de la Lithosphere.

Main differences between softwares can be summarized as follows: LOFFT_K was written in Fortran language while SWART has been developed in C++; LOFFT_K implements a Kalman filter which allows the program to take into account the rapid or slow variation of the water vapor in the atmosphere, while SWART doesn´t implement a Kalman filter yet. However the main difference between both softwares consist in the matrix inversion scheme. While LOFTT_K uses the Single Value Decomposition method, SWART uses parallel algebraic reconstruction algorithms (ART). ARTs have several advantages over other methods for the water vapor tomography (Bender et al., 2011), as they perform better when energy propagation paths between the source and the receiver position are subject to ray bending on account of refraction or when energy undergoes alternation along ray paths as already mentioned.

For the comparison tests between these softwares synthetic slant (artificial) wet delays and real data (i.e satellite and receivers positions) from the ESCOMPTE campaign [Champollion et al., 2005] were used (Figure 5). Regarding the SWART software the three ART were used and the results plotted for the same latitudes and longitude slices. Results were then compared with results obtained with LOFTT_K (Figure 6). Despite the mentioned differences between softwares, it is possible to see that both softwares retrieve generically similar results (Figure 6ab). The SWART image does not seem to be smooth as the LOFFT_K image, this may be a consequence of not using kalman filter. The values of the density of the water are approximately the same for both figures.

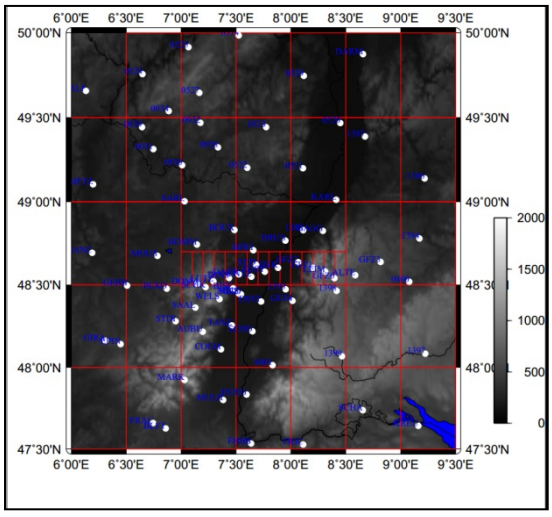


Figure 5 – 85 GNSS receivers from ESCOMPT campaign

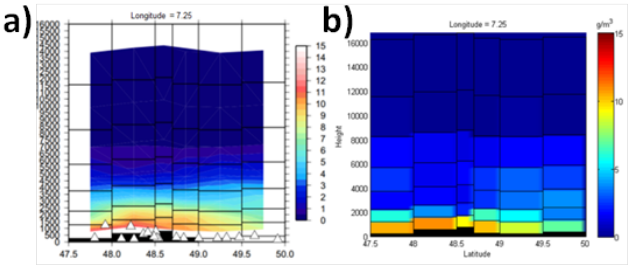


Figure 6 – Image reconstruction for slice long=7.25 a) LOFFT_K and b) SWART_KACZMARZ.

Quantification of the differences between the results from the two software's was computed as can be seen in Figure 7a-c.

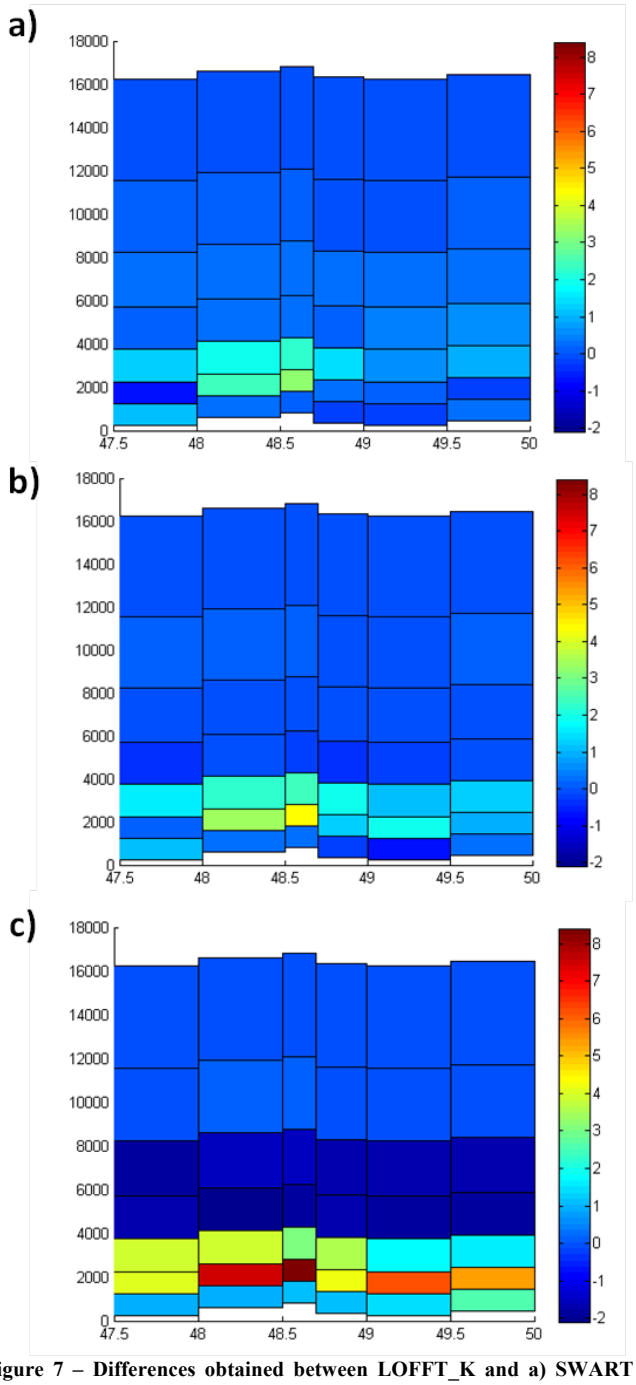


Figure 7 – Differences obtained between LOFFT_K and a) SWART (KACZMARZ), b) SWART (SART) and c) SWART (LANDWEBER)

From the differences analysis it was possible to identify that Kaczmarz and SART ARTs retrieved similar results between them, and comparable to LOFFT_K results Figure 7a-b, while Landweber appeared higher differences Figure 7c.

3. STUDIES and RESULTS

Several case studies carried out concerning the application of GNSS observation for weather and climate monitoring are here presented. The first study accesses the reliability of ZTD estimates,

and consequently, the derived PWV values. The second example shows the use of PWV estimates at single stations to evaluate the correlation of temporal variations of PWV with precipitation. Finally, some tests and results using SWART are presented. The examples are based on data from two dense GNSS networks installed in Brazil with the collaboration of SEGAL: Manaus and Belem. The data from Manaus network (Figure 8) were acquired during more than one year and the data in Belem were acquired in the framework of CHUVA project [Adams et al., 2011] during September, 2011 (Figure 9). For the different periods the PWV were computed and compared with Precipitation. As there are meteorological stations collocated with these GNSS networks that allow us to have precise values for surface temperature and pressure.

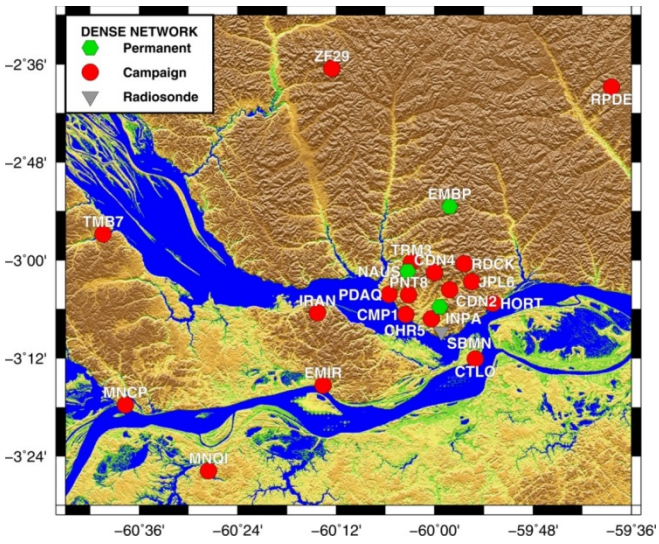


Figure 8 – MANAUS GNSS dense network, composed by Permanent stations, Campaign stations and a Radiosonde station

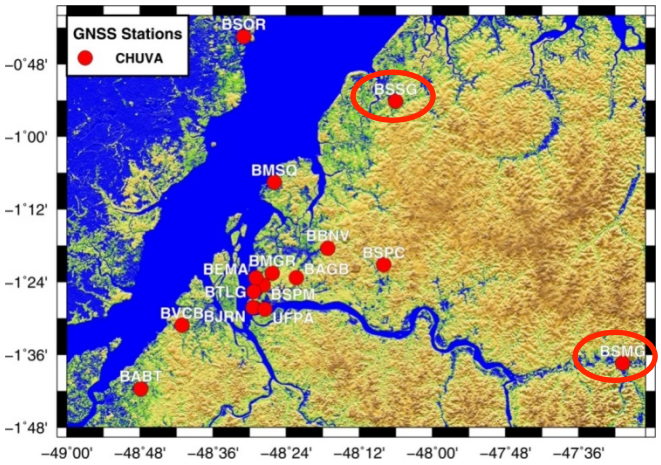


Figure 9 – BELEM GNSS dense network, stations from CHUVA project

3.1 SENSITIVITY OF GNSS TO ZTD VARIATIONS

Figure 10 shows the ZTD for seven GNSS stations from BELEM GNSS network for one day. It is possible to observe that the BSMG and the BSSG sites present the most different patterns of ZTD variation through time. Spatially these stations are the ones farthest apart from the rest of the core network (cf. Figure 9). The closer the stations the most similar ZTD patterns are observed. These results reveal the sensitivity of the GNSS observations to Water Vapor.

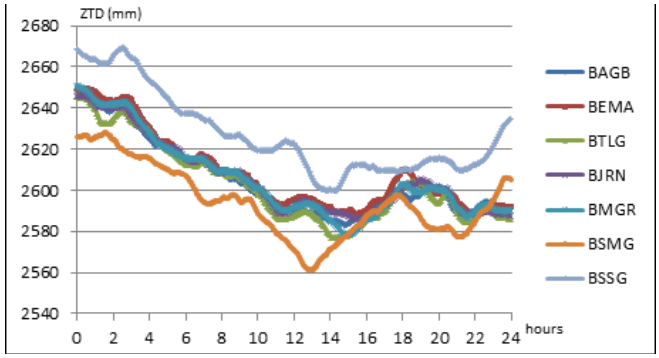


Figure 10 – ZTD from 7 stations of BELEM network for the 1st June 2011.

3.2 PWV and PRECIPITATION

For small periods, the correlation between PWV and Precipitation is not so obvious, as it can be observed in Figures 11 and 12 that show representative days for INPA station (Manaus network). Nevertheless, it is observed that relative high values of PWV correspond to high values of precipitation. However, sometimes there is a delay between peaks in both parameters, which may be caused by the fact that not all water vapor on the atmosphere is converted into rain. It is also observed that large increases followed by a decrease in PWV can correspond to occurrence of precipitation. Further tests will be performed to infer on the possibility of using the PWV variation to identify rainfall patterns.

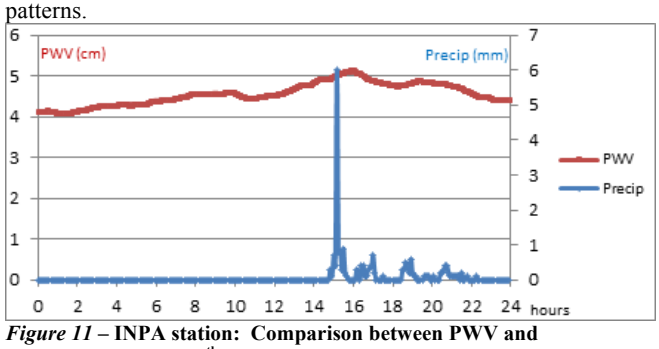


Figure 11 – **INPA station: Comparison between PWV and Precipitation for the 5th January, 2011**

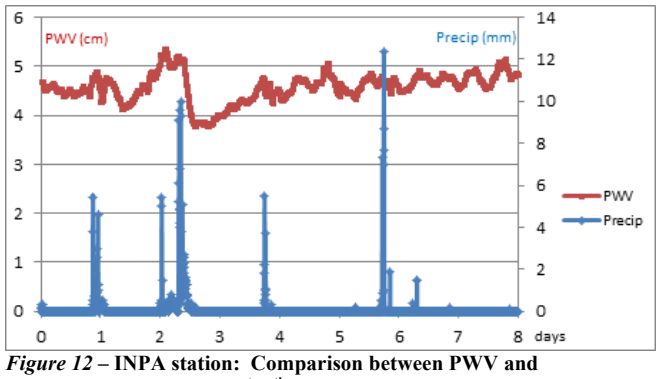


Figure 12 – **INPA station: Comparison between PWV and Precipitation for 8 days (1st/ 8th of March, 2011).**

3.3 WATER VAPOR TOMOGRAPHY

After validating SWART (see description and methodology section), some tests regarding the grid size coverage, number of receivers and initialization values for the same image reconstruction were conducted.

3.3.1 Initialization tests

For the first test the influence of the initialization values and number of iterations was checked using data from ESCOMPT campaign. Comparing the results for the same slice (Long=7.25) between using no initialization values and 100 iterations and using 15 as initialization value under 2500 m and also 100 iterations, the differences are considerably large, as it is visible in Figures 13 and 14.

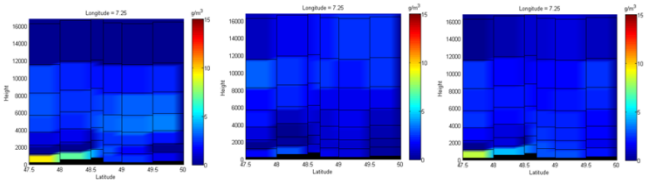


Figure 13 **– Initialization values test: Using no initialization values and 100 iterations**

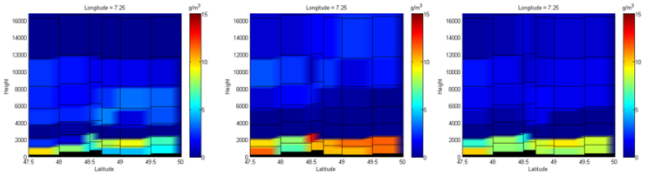


Figure 14 **– Initialization values test: Using 15 as initialization values under 2500 m and 100 iterations**

However, for the same test if the number of iterations is substantially increased for 50 000 iterations the results are similar (Figure 15 and Figure 16) and the influence of initialization values is unnoticed. It is important to mention that this test was made for an area with a good GNSS stations coverage, for other cases the results can be very different and the initialization values can have other kind of influence.

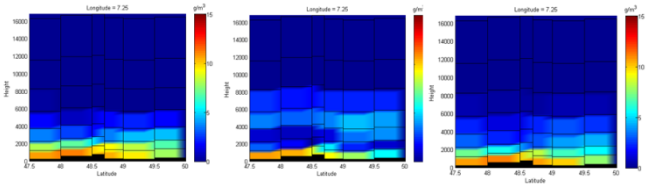


Figure 15 **– Initialization values test: Using no initialization values and 50 000 iterations**

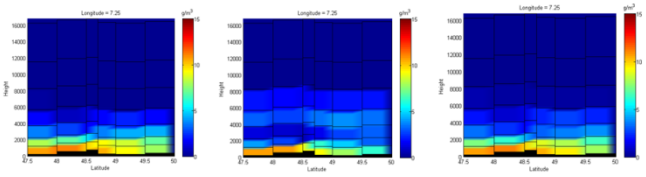


Figure 16 **– Initialization values test: Using 15 as initialization values under 2500 m and 50 000 iterations**

3.3.2 Distribution and Number of GNSS stations tests

For the second test it was analyzed the influence of the number and distribution of the GNSS receivers. It was also used the data from ESCOMPT campaign, and initially it was analyzed the influence of the GNSS receivers surrounding the study area (white square on Figure 17). For that, the image reconstruction was computed with all the 85 stations (Figure 18), and then 15 surrounding stations were removed with the particularity of trying to keep at least one station per voxel, for the final test all surrounding stations were removed, just 45 stations were used.

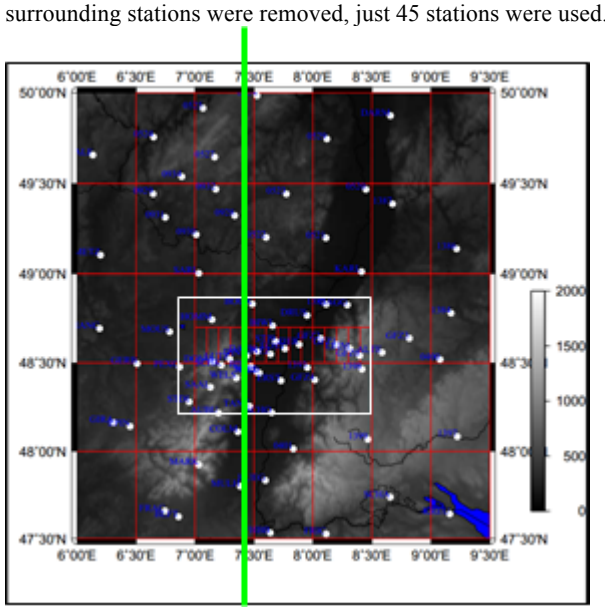


Figure 17 **– ESCOMPT campaign: Distribution of GNSS stations**

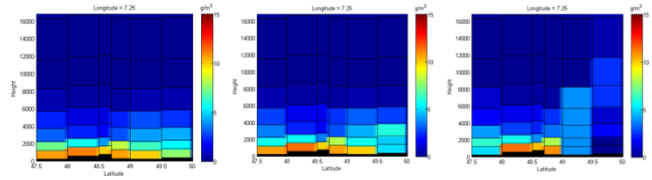


Figure 18 – Image reconstruction with a) 85, b) 70 and c) 45 stations.

To better verify the influence, the differences between the original image reconstruction (85 stations) and the other images was computed, as can be seen in Figure 19.

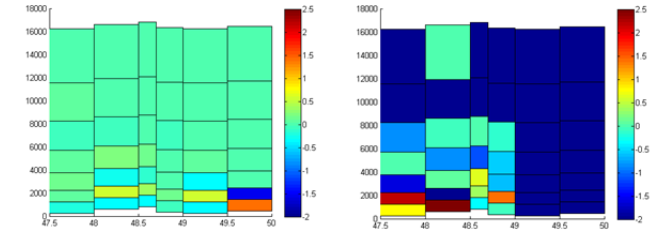


Figure 19 **– SWART diff a) 85 -70 and b) 85-45.**

Here it is shown the influence of the surrounding stations regarding a specific study area. The importance of the surrounding stations, and being few in number, lead us to think that the best way to achieve their contribution without influencing the matrix inversion with empty voxels, will be using a main dense grid for the study area and a sub grid for the surrounding area.

3.3.3 BELEM Network (Brazil) – Project CHUVA

Finally, it is presented the current status of the analysis being carried out for a dense network in Belem, Brazil with data acquired in the framework of the project CHUVA during September, 2011. GPS Data was processed using the following procedures: GIPSY/OASIS V6.2, PPP approach, VMF1 Grid mapping function, each day computed using 30h time spam (same orbits), transfer function to remove jumps between consecutive days.

For the area (red square in figure 20a) the data was processed and the image reconstruction was computed for lat=-1.35 slice (Figure 20b).

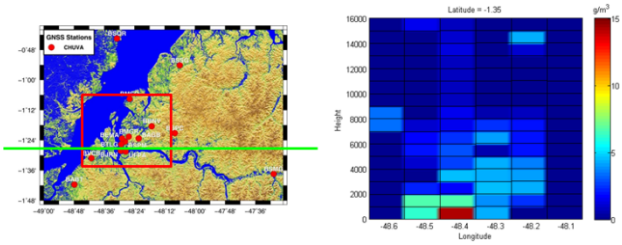


Figure 20 – a) **Study area of BELEM GNSS dense network, stations from CHUVA project*; b)* Slice lat =-1.35, vertical resolution 1000 and horizontal resolution 0.1**

Different parameterization was used for the same image reconstruction regarding the horizontal and vertical grid resolution (Figure 20b, 21a-b). The importance of both resolutions is evident, emphasizing the need to find the most appropriate resolution according to the geometry and density of the network under analysis. High grid resolution can lead to voxels with lack of information, more computational requirement and problems in inversion.

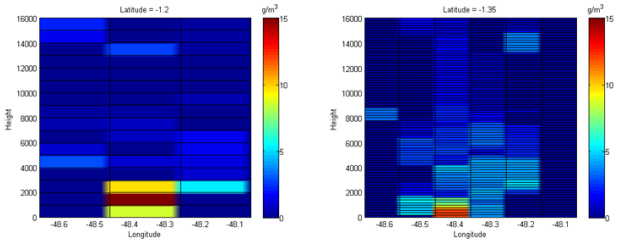


Figure 21 – a) **Slice lat =-1.35, vertical resolution 1000 and horizontal resolution 0.2, b) Slice lat =-1.35, vertical resolution 200 and horizontal resolution 0.1**

The presence of radiosondes allows the comparison of tomography results with measured data (Figure 22). Comparison reveals similar results for lower altitudes, although with some abnormal signals detected.

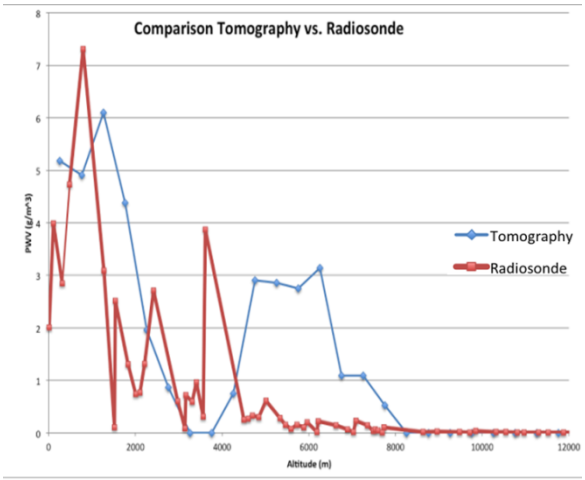


Figure 22 – PWV **comparison between Tomography and Radiosonde**

4. CONCLUSIONS

This study shows the capability of the GNSS observations as a water vapor sensor. The examples using BELEM and MANAUS data show a good agreement between the PWV variations and Precipitation. Further studies are required to identify patterns of rainfall from the GNSS-PWV time-series. We showed that the ART are valid approaches to create tomographic images with accuracy and performance

Kazmarcz and SART show better results than Landweber when compared with the solutions provided by LOFTTK

An additional advantage of these algorithms is their capacity to be paralelized which can permit their use in near real-time applications. The tomographic solutions, although sensitive to the initial values, tend to converge if sufficient number of iterations are used (the handicap is the increment in time).

Initial results for Belem show the existence of correlation with vertical profiles acquired by radiosondes even if some abnormal signals are detected. The next step is to further investigate by using more examples in order to evaluate the feasibility of using such values to constrain our derived 4D tomographic image of PWV in that campaign.

When dense GNSS networks are available, the reconstruction of 4D water vapor distribution images is feasible although this requires the use of large amount of information. These studies illustrate the beneficial aspects of GNSS for weather forecasting and that can be a great supporter in high-resolution numerical weather prediction models. Ultimate goal is that the data from these networks could be integrated in forecasting numerical models in a routinely procedure.

5. REFERÊNCIAS

Adams, D.K., R.M. Fernandes, E. R. Kursinski, J.M. Maia, L.F. Sapucci, L. A. Machado, I. Vitorello, J. Galera, K.L. Holub, S.I. Gutman, N. Filizola, R.A. Bennett (2011), A dense GNSS meteorological network for observing deep convection in the Amazon, Atmospheric Science Letters, 10.1002/asl.312

Baelen, Joel, Aubagnac, Jean-Pierre; Dabas, Alain, Comparison of Near-Real Time Estimates of Integrated Water Vapor Derived with GPS, Radiosondes, and Microwave Radiometer, Journal of Atmospheric & Oceanic Technology, Vol. 22 Issue 2, p201, Feb 2005

Bar-Sever, Y. E., and P. M. Kroger, Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver, J. Geophys. Res., 103, 5019±5035, 1998.

Bastin S, Champollion C, Bock O, Drobinski P, Mason F. 2007. Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense GPS network in a coastal area during ESDCOMPTE IOP2. Journal of Applied Meteorology and Climatology 46: 167–182

Bender, M., Dick,G.,Ge, M.,Deng, Z., Wickert,J., Kahle,H.-G., Raabe, A., Tetzlaff,G.
"Development of a gnss water vapour tomography system using algebraic reconstruction techniques," Advances in Space Research, vol. 47, no. 10, pp. 1704 – 1720, 2011, GNSS Remote Sensing-2. [Online]. Available: http://¬www.sciencedirect.com/¬science/¬article/¬pii/-S0273117710003790.

Bevis, M., S.Businger, T.Herring, C. Rocken, R. Anthes and R. Ware, GPS Meteorology: Remote Sensing of the Atmospheric Water Vapor Using GPS, J. Geophys. Res., 97, 15, 787-15, 801, 1992.

Brunner, F. K., and M. Gu, "An improved model for the dual frequency ionospheric correction of GPS observations," Manuscripta Geodaetica, vol. 16, p. 205-214, 1991.

Champollion, F. Masson, M.-n. Bouin, A. Walpersdorf, E. Doerflinger, O. Bock, and J. Van Baelen, "Gps water vapor tomography: preliminary results from the escompte field experiment," Atmospheric Research, vol. 74, no. 1-4, pp. 253–274, 2005.

Davis, J. L., T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. Rogers, and G. Elgered, Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length, Radio

Acknowlegment:
This research has been supported by:
SMOG Project: PTDC/CTE-ATM/119922/2010;
PEst-OE/EGE/UI4056/2014ª UDI/IPG, funded by Foundation for Science and Technology

The climatic conditions in which *Vitis Vinifera* L. varieties are grown in Portugal
As condições climáticas em que as castas de Vitis Vinifera L. são cultivadas em Portugal

H. Fraga[(1)], A.C. Malheiro[(1)], J. Moutinho-Pereira[(1)] and A.A. Oliveira[(1)], J.A. Santos[(1)]
[(1)] CITAB, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Ap. 1013, Vila Real, Portugal, hfraga@utad.pt

SUMMARY

In Portugal there are a large number of Vitis Vinifera L. varieties (autochthonous and foreign). The Portuguese present very different characteristics from other varieties worldwide. In fact, the physiological differences between Vitis Vinifera L. varieties allow obtaining distinct wines types, depending on the existing climatic conditions. Despite the relevance of other factors, such as soils and cultural practices, climatic elements can be decisive for grapevine development. These elements, such as temperature and precipitation, are particularly important for productivity and quality of grapes and, consequently, of wine. Hence, the concept of regional plasticity, i.e. the ability of each variety to adapt to different climatic conditions, is indeed pertinent. This work depicts the climatic conditions in which the main grapevine varieties are predominantly grown in the country. Using a bioclimatic index of thermal accumulation, calculated using a very-high observational climatic dataset, combined with the spatial distribution of each variety it is possible to determine the full range of climates in which these varieties are grown. Results show that the Portuguese varieties present a large regional plasticity, combined with relatively high values of thermal accumulation. From a climate change perspective, the careful selection of the most suitable grapevine varieties, more adapted to a future warming and drying, is of utmost importance.

1. INTRODUÇÃO

Em Portugal, existe um elevado número de variedades de *Vitis vinifera* L. Ao longo do tempo, alterações no património genético, associadas à influência ambiental e propagação geográfica, levaram à diversificação da videira em diversas castas. Porém, esta ampliação geográfica, ao nível global, focou-se principalmente em castas de origem francesa (e.g. Cabernet-Sauvignon, Pinot-Noir), que são atualmente as mais utilizadas na produção vinícola. Contudo, estas castas possuem particularidades muito diferentes das castas nativas portuguesas, as quais, apesar de não estarem tão difundidas a nível mundial, muito contribuem para os atributos dos vinhos portugueses.

A cultura da vinha propaga-se por quase todo o território nacional, com maior incidência na região do Douro/Porto e também na região de Lisboa (Figura 1). Destacam-se, de entre as principais castas cultivadas, a Touriga Franca no Douro/Porto e Trás-os-Montes, o Vinhão no Minho, a Baga nas Beiras, e o Castelão no Alentejo (Böhm 2010; IVV 2011). No entanto, um elevado número de castas fazem parte do repertório varietal nacional, que conta com 341 castas autorizadas (de acordo com a Portaria nº 428/2000 de 17 de Julho, alterado pela Portaria nº 380/2012 de 22 de Novembro), numa área total de vinha de cerca de 235×10³ ha, distribuída por 14 regiões vitivinícolas (IVV 2011).

Apesar de estas castas possuírem particularidades próprias, a mesma casta poderá produzir vinhos distintos consoante a região onde se encontra, tendo em conta as condições climáticas onde é cultivada. O clima é um dos fatores que maior influência tem na cultura da vinha (Fraga et al. 2014). Apesar de a videira possuir uma grande capacidade adaptativa a diferentes condições climáticas, para que haja uma desenvolvimento equilibrado, que permita obter vinhos de qualidade, será desejável que se verifique um conjunto de condições climáticas específicas (Magalhães 2008).

Neste sentido, o conceito de plasticidade regional é deveras importante. A capacidade de adaptação de cada casta a regiões e condições climáticas diferentes torna-se fundamental para conhecer esta relação clima-casta. Apesar da importância de outros fatores, como os solos, a topografia e as práticas culturais, são os elementos climáticos, como a precipitação, a temperatura do ar e mesmo a insolação, os principais responsáveis pelo desenvolvimento da videira. Estes elementos têm especial importância na produtividade e na qualidade das uvas e, consequentemente, na qualidade do vinho (Fraga et al. 2012a).



***Figura 1* – Distribuição espacial da cultura da vinha em Portugal continental (manchas pretas).**

2. MATERIAL E MÉTODOS

A zonagem vitícola com recurso a índices bioclimáticos serve permite a classificação de diferentes regiões, consoante o seu potencial vitivinícola (Fraga et al. 2012b). O índice de graus-dia (IGD), também conhecido como o índice de Winkler (Amerine and Winkler 1944), é provavelmente o índice bioclimático mais utilizado em viticultura, bem como um dos mais antigos. Este índice tem em conta o somatório das temperaturas médias diárias acima de 10 ºC durante o ciclo vegetativo da videira, em que a maior parte dos metabolismos bioquímicos estão ativos (Abril-Setembro, em Portugal). De forma geral, considera-se a temperatura base de 10 ºC como a base para o desenvolvimento vegetativo da videira (Magalhães 2008). Este índice é exprimido na seguinte equação:

$$IGD = \sum_{Abril}^{Setembro} (T - 10), \quad (1)$$

em que T corresponde à temperatura média diária (ºC).

Para o cálculo do IGD foi usada uma base de dados de muito alta resolução espacial (1km - WORLDCLIM). Esta base de dados foi previamente validada sobre o território nacional (Fraga et al. 2013b). Ao combinar a informação relativa à disposição espacial das principais castas em Portugal (EEA 2002; Böhm 2010) com as condições de IGD onde estas castas são cultivadas, podemos então aferir a amplitude total das exigências térmicas de cada casta.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na figura 2 estão representadas as condições de IGD das principais castas brancas e tintas em Portugal. Estas mostram uma elevada gama de valores do, o que atesta a capacidade de aclimatação das castas portuguesas a uma grande variedade de condições climáticas (1150 – 2300 ºC).

Como seria de esperar, as castas brancas são as que apresentam valores médios de IGD mais baixos, visto que tradicionalmente considera-se que estas castas necessitam de menores temperaturas para atingir a maturação. Estas também apresentam as maiores amplitudes deste índice, com especial destaque para as castas Alvarinho e Bical, atestando a elevada plasticidade regional destas castas. Porém, são também castas brancas a apresentar os maiores valores médios de IGD, nomeadamente a Síria e Antão-Vaz. Estes resultados são de alguma forma inesperados, no sentido em que empiricamente considera-se que são as castas tintas as melhor adaptadas a climas mais quentes. Não obstante, estas duas últimas castas brancas apresentam uma plasticidade regional relativamente baixa, o que pode apontar a que se encontrem perfeitamente adaptadas ao clima onde são cultivadas.

Relativamente às castas tintas, são de destacar a Touriga-Franca e Tinto-Cão, que apresentam uma grande plasticidade regional, além da Malvasia-Preta, pois exibe os valores médios de IGD mais baixos. Contudo, esta casta apresenta uma amplitude de IGD bastante elevada, o que sugere uma grande adaptação a diferentes climas. A casta tinta que apresenta menor plasticidade regional é a Jaen, reflexo da sua relativamente recente introdução no território nacional e pequena variabilidade genética (originária de Espanha). Este facto poderá ainda manifestar-se em grandes dificuldades de adaptação a outras regiões. De destacar também as castas Aragonez, Castelão, Touriga-Nacional e Trincadeira que apresentam valores ótimos de IGD para obtenção de vinhos de elevada qualidade (Amerine and Winkler 1944).

As alterações climáticas poderão desestabilizar a relação clima-castas previamente estabelecida (Fraga et al. 2013b). No clima futuro, são esperados aumentos de temperatura, bem como a diminuição da precipitação na região mediterrânica e maior frequência de ocorrência de episódios extremos (e.g. ondas de calor, secas, cheias) (IPCC 2007).

Em Portugal, o aumento da temperatura no futuro poderá refletir-se num aumento do IGD até cerca de 600 ºC até 2070 (Fraga et al. 2012b; Fraga et al. 2013b). Segundo esta tendência, é de esperar que castas com uma menor plasticidade regional tenham maiores dificuldades de adaptação. Neste caso, estão castas como a Azal, Avesso, Loureiro e Trajadura (brancas), e também Borraçal, Espadeiro, Jaen e Vinhão (tintas). É espectável que estas castas tenham uma menor utilização no futuro, visto poderem levar à produção de vinhos de menor qualidade. Outras castas, tais como a Antão-Vaz, Moscatel-Graúdo, Síria (brancas) e Alfrocheiro (tinta), apesar de apresentarem plasticidade regional relativamente baixa, oferecem uma melhor adaptação ao aumento da temperatura, sendo de esperar que no futuro possam ser mais utilizadas. Será interessante verificar qual será a capacidade adaptativa de castas brancas com grande plasticidade, como é o caso do Alvarinho e Bical.

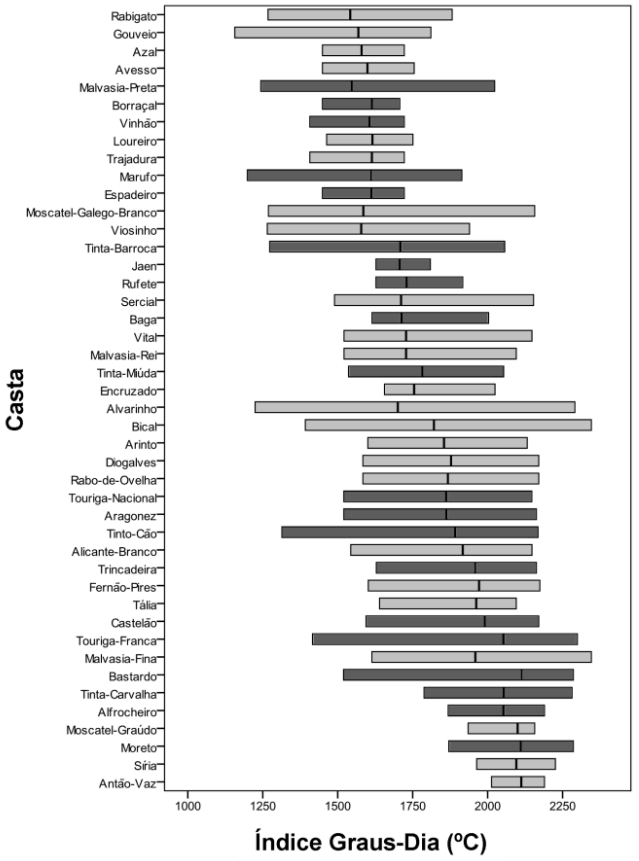


Figura 2 **- Índice de Graus-Dia (IGD; ºC) das principais castas brancas (cinza claro) e tintas (cinza escuro) em Portugal. O mínimo e máximo de IGD de cada casta é indicado, bem como a mediana. Ordenadas de forma crescente pelo valor médio de IGD. Adaptado de Fraga (2014).**

4. CONCLUSÕES

Este estudo permite conhecer as condições climáticas em que são cultivadas as principais castas de *Vitis Vinifera* L. em Portugal. Diferenças ao nível do somatório térmico durante o ciclo vegetativo da videira, permitem saber quais as castas mais aclimatadas às diferentes condições locais.

Um elemento decisivo na adaptação ao clima futuro poderá passar pela inclusão de castas mais resistentes ao projetado aumento da temperatura. Foram identificadas as variedades com maior plasticidade regional, o que lhes permitirá uma melhor adaptação às condições de maior calor e secura. Neste sentido, as castas portuguesas oferecem alguma fiabilidade no sentido em apresentam elevada plasticidade regional. Contudo, existem algumas castas com dificuldades de adaptação a climas mais quentes, que poderá resultar no seu abandono em benefício de outras. Todavia, a (não) utilização de cada casta estará muito sujeita ao interesse dos enólogos/vitivinicultores na sua manutenção. Sabemos então que serão as práticas culturais vitícolas, que poderão ser usadas para amenizar o impacto negativo das alterações climáticas.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was carried out under the ClimVineSafe Project: Short-term climate change mitigation strategies for Mediterranean vineyards (Fundação para a Ciência e Tecnologia - FCT, Portugal, contract PTDC/AGR-ALI/110877/2009). This work is also supported by European Union Funds (FEDER/COMPETE - Operational Competitiveness Programme) and by Portuguese national funds (FCT) - under the project FCOMP-01-0124-FEDER-022692.

5. REFERÊNCIAS

Amerine, M. A., and A. J. Winkler, 1944: *Composition and quality of musts and wines of California grapes.* Vol. 15, Hilgardia.

Böhm, J., 2010: *Portugal vitícola: o grande livro das castas.* C. Ferreira.

EEA, 2002: CORINE Land Cover update, I&CLC2000 project, Technical Guidelines.

Fraga, H., 2014: Zonagem vitícola na Europa: cenários climáticos e medidas de adaptação. Tese de doutoramento. UTAD, Vila Real. 198p.,

Fraga, H., A. C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, and J. A. Santos, 2012a: An overview of climate change impacts on European viticulture. *Food and Energy Security*, **1,** 94-110,10.1002/fes3.14

Fraga, H., J. A. Santos, A. C. Malheiro, and J. Moutinho-Pereira, 2012b: Climate Change Projections for the Portuguese Viticulture Using a Multi-Model Ensemble. *Ciência Téc. Vitiv.*, **27,** 39-48,

Fraga, H., A. C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, and J. A. Santos, 2013a: Future scenarios for viticultural zoning in Europe: ensemble projections and uncertainties. *Int J Biometeorol*, **57,** 909-925,10.1007/s00484-012-0617-8

Fraga, H., A. C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, and J. A. Santos, 2014: Climate factors driving wine production in the Portuguese Minho region. *Agric For Meteorol*, **185,** 26-36,10.1016/j.agrformet.2013.11.003

Fraga, H., A. C. Malheiro, J. Moutinho-Pereira, G. V. Jones, F. Alves, J. G. Pinto, and J. A. Santos, 2013b: Very high resolution bioclimatic zoning of Portuguese wine regions: present and future scenarios. *Reg Environ Change***,** 1-12,10.1007/s10113-013-0490-y

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Core Writing Team, Pachauri, R.K. and Reisinger, A. (Eds.) IPCC, Geneva, Switzerland. pp 104.*

IVV, 2011: Vinhos e Aguardentes de Portugal, Anuário 2010/2011. *Ministério da Agricultura, do Desenvolvimento Rural e das Pescas: Instituto da Vinha e do Vinho, Lisboa*,

Magalhães, N., 2008: *Tratado de viticultura: a videira, a vinha e o terroir.* Chaves Ferreira, 605 pp.

.

Sobrelevação do Nivel do Mar na Costa Moçambicana: A Contribuição do Vento e da Pressão Atmosférica.

Storm Surge in Mozambican Coast: The contribution of Wind and Atmospheric Pressure.

Adérito C. F. Aramuge [(1)] Alfredo Rocha[(2)] Paulo A. Silva[(3)]
[(1)]CESAM & Department of Physics, University of Aveiro, 3810-193, Aveiro, aderito@ua.pt
[(2)] CESAM & Department of Physics, University of Aveiro, 3810-193, Aveiro, alfredo.rocha@ua.pt
[(3)] CESAM & Department of Physics, University of Aveiro, 3810-193, Aveiro, psilva@ua.pt

SUMMARY

Mozambique is affected by tropical cyclones which are formed in the Indian Ocean, most of them inducing storm surges along the coast. About two-thirds of the total population of Mozambique lives along the coast. This study presents an analytical model to estimate sea level changes from atmospheric pressure and wind data, particularly extreme events. The meteorological tides, for Maputo tide gauge records, were obtained by applying, to these data, a low pass filter, with a cut off frequency of 33 hours. The analytical model was validated by comparing the generated meteorological residuals, trough inverted barometer and wind forcing, against the meteorological tides obtained from the tidal gauge. There is a good agreement between the results obtained from the two methods. For the generation of storm surge, the alongshore component of the wind is found to be more important than the onshore component. The analysis of the distribution curves of relative and cumulative frequencies, allowed the definition of three classes of storm surges namely: significant, very significant and highly significant for the percentile of 95, 99 and 99.9 respectively. The alongshore wind, mainly from south or southeast, represents the main contribution for storm surge generation. This tool will be used in the evaluation of changes of the statistical properties of storm surges for future climate change scenarios along the Coast of Mozambique.

1. INTRODUCTION

The coastline of Mozambique is the third largest in Africa with an extent of about 2700 km, allowing the country to play a major role in transportation and communication along the southeast African continent, due to many natural harbors along the coast zone. Because of its geographical localization, Mozambique lies in a favorite path of potentially deadly tropical cyclones, which are formed in the Indian Ocean basin and proceeds towards inland (Figure 1). The tropical cyclones cause frequently storm surges along the Mozambican coast. The low-lying nature of the coastal zone and its intense human occupation, nearly two-thirds of Mozambique total population lives along the coast, have made this country one of the most vulnerable to natural disasters (INGC 2009a). In a universe of 80 developing countries studied, one of the top 10 countries at risk from intensification of storm surges is Mozambique, occupying the 10th place with 51.7% due to coastal population, 5th place with 55% due to coastal gross domestic product (GDP) and 8th place with 55.1% due to coastal urban areas (Dasgupta et al. 2009).

According to Emanuel (2008), models results suggest that for the Indian Ocean, there is an overall tendency toward decreasing frequency of tropical cyclones but increasing cyclone intensity. It is known that the atmosphere influences the oceans, mainly by wind stress exerted on the interface of both (Peixoto & Oort, 1992). Therefore, cyclones will represent potential disaster condition for the population and infrastructures along the coast, taking in consideration that the more intense is the wind, the greater the amount of water is dragged to the coast.

For a given site and time, according to Santos and Miranda (2006), the sea level is determined by the combination of two effects: the astronomical and meteorological tides. By neglecting resonances and second-order effects, the storm surge can be determined by wind and atmospheric pressure. While the astronomical tide is deterministic, the meteorological effects have a stochastic nature. The sea level oscillations respond continuously to astronomical, oceanography and atmospheric (pressure and near-surface winds) interactions over a wide range of periods (Pugh 1987). The combined effects of atmospheric pressure and wind forcing on sea level produce oscillations known as meteorological tides or low frequency sea level oscillations (storm surge), relative to that due to tides alone. According to Bowden (1983), a surge can be either positive or negative, depending if the sea level is higher or lower than expected from tidal predictions respectively. The difference between the recorded level and the tidally predicted level gives the height of surge. When a high-pressure area moves on a free water surface, according to Faggioni *et al.* (2006), it originates an additional weight on it, causing a water out-flow (low meteorological tide). By the opposite, when a perturbed front produces a drop in atmosphere weight, the isostatic compensation adjustment will be realized in a bump produced by a flow of incoming tide (high meteorological tide). The increased pressure of 1 hPa results in a decrease in sea level of approximately 1 cm.

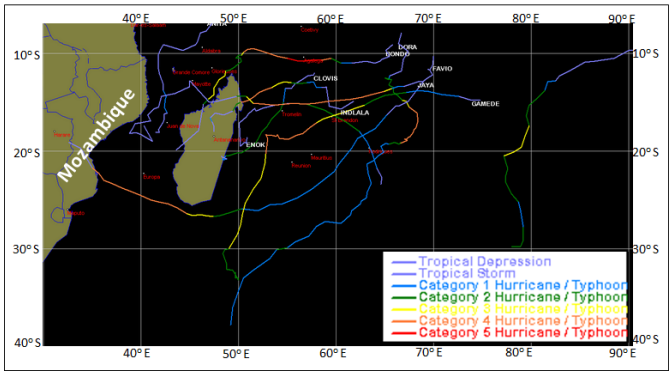


Figure 1: Indian Ocean tropical cyclone tracks, 2006-2007. Source: Australian Severe Weather - Adapted.

This response, called inverted barometer effect, is explained through a theoretical model derived from the equations of hydrodynamics, considering an ocean with constant depth (Proudman, 1953). An extreme sea level can be expected when a low atmospheric pressure system coincides with a high water spring tide.

There are few studies carried out about meteorological tides along the Mozambican coast. The few that exists, which are of our knowledge, are from Mavume and Brundrit (2009) and Dasgupta et al. (2009). According to Rahmstorf (2007) and Dasgupta et al. (2009), the scientific evidence indicates that climate change will

sea-level rise could reach 1 meter or more during this century.

This study is mainly concerned to determine the contribution of two meteorological parameters, wind and atmospheric pressure, in storm surge generation along the cost of Mozambique.

2. AREA OF STUDY

The study is done along the coast of Mozambique within latitude -10º 20' (Rovuma) and -26º 50' (Maputo), which has a length of about 2700 km (Figure 2). The continental shelf up to 200 meter isobaths has an area of 104 km^2. It is narrow in the south and in the North, with two banks of ecological importance (Hoguane and Pereira, 2003).



Figure 2. Study area, the coast of Mozambique. The red dot represents the tide gauge stations and the yellow red circled represents meteorological stations along the coast. Source: MapQuest – Adapted.

The coastal zone is economically characterized by the main cities, services and industries such as tourism, trade and ports. The population gains their livelihood at the expense of the resources existing there. The ports are strategically associated with roads, providing services in transportation with intense movement of loads from national clients as well as for neighboring countries.

3. CLIMATOLOGICAL DESCRIPTION

All Mozambican coastline, localized on the eastern coast of Africa, is subject to influence of the warm current of the Mozambique Channel-Agulhas and the corresponding maritime, prevailing East quadrant winds (Muchangos, 1999). The pattern of movement of ocean water along the coast of Mozambique, according to Saetre & Silva (1982), is characterized by three anticyclone cells, which vary its position throughout the year, and by small wind vortices between the large, anti-cyclonic eddies. The tides are semi-diurnal with fairly significant diurnal inequality (Hoguane, 1999).

The weather in Mozambique is determined by the location of the equatorial low pressure zone, tropical anticyclone cells and Antarctic polar fronts. Anticyclonic cells are located on both sides of the southern Africa over the oceans Atlantic and Indian, determining, under the influence of equatorial and polar low pressure centers, the regime of monsoon winds blow consistently (Muchangos, 1999). The climate is generally tropical humid with two distinct seasons: dry or winter and wet or summer. The annual average atmospheric temperature is about 23°C e 26°C for the coastal zones of southern and northern Mozambique.The average annual precipitation is about 1200 mm, and occurs mainly during the summer, between the months of November and April. The climate in the region north of the Zambezi River is under the influence of the equatorial low-pressure zone with the NE monsoon in the warm season. The climate in the south of the Zambezi River is influenced by subtropical anti-cyclonic zone. North of Sofala along the Zambezi River lays a transitional zone, Intertropical Convergence Zone, ITCZ, with high rainfall figures (Saetre and Silva, 1979). According to Tinley (1971) northern Mozambique is affected by the extension of the East African monsoon system with winds blowing north to northeast southern winter. Central and southern Mozambique is affected by the Southeast Trade Wind System and receives easterly prevailing winds throughout the year. Atmospheric circulation is characterized by low influence areas Equatorial pressure with winds of NE monsoon during the summer, North of the Zambezi River and the anti-cyclonic subtropical circulation, South of the river Zambezi. The winds in south and central zone are predominantly of trade, and in the North are influenced by a monsoon regime with winds of NE during the summer and SW, during the winter.

According to INGC (2009a), in the period 1980-2007, 56 tropical cyclones and tropical storms entered the Mozambique Channel. Fifteen (25%) of them made landfall on the coast of Mozambique. Four cyclones hit the North, eight hit the Centre and three hit the South. Only four occurred in the period 1980-1993, whilst the other eleven occurred in the later period from 1994-2007. Two cyclones in the period 1980-1993 were classified as category 3-5 compared to seven in the period 1994-2007. Observations also suggest a recent southward shift in their trajectories and landfall locations.

The tropical cyclones are more frequent between January and February and cause rains accompanied by thunderstorms, strong winds and stormy, sometimes reaching over 100 km/h.

4. METHODS

4.1. SOURCE OF DATA

Tide gauges and meteorological stations are installed in the same region along the coast of Mozambique and are operated by the National Institute of Hydrography and Navigation (INAHINA) and the National Institute of Meteorology (INAM) respectively. Some tide gauge stations are operational and other not. Figure 2 shows the location of tide gauge represented by red points and the nearest meteorological station represented by yellow point with red circle.

The sea level records database of Mozambique is not continuous since it has many missing data and a limited number of tide gauges stations, most of them not operational. The data gapes vary from a few hours to more than one month and the corresponding periods of available data differ from station to station. The tide gauge station of Maputo is the only one with nearly completed data of about 13 years with gapes of 55 months out of 156 (Table 1).

Table 1: Quantitative analyses of existing tide gauge data, for the stations below.

N°	Tide Gauge Station	Data period (N° of years)	Months With Data	Months With Missing Data
1	Maputo	13	104	52
2	Inhambane	2	7	17
3	Beira	6	51	21
4	Quelimane	1	9	3
5	Nacala	13	86	70
6	Pemba	12	88	56

The scarcity of tide gauge data availability has leaded us to use data sets of sea level pressure, wind speed and direction to proceed with this study. The atmospheric pressure and wind observed data of 7 meteorological stations, namely Maputo, Xai-Xai, Inhambane, Beira, Quelimane, Angoche and Pemba, were used as input for running the analytical model to generate storm surge. The data period for wind and atmospheric pressure is from 1973 to 2011 and was downloaded from the Climate Data Online (CDO) site, at National Climate Data Center (NCDC) of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Despite the existence of meteorological stations along the coast, the data collected in those stations are not in digital format, the reason why data from NCDC was used for the mentioned meteorological stations.

The wind was measured at height of 10 meters. The hourly sea level records data used for validate the analytical model are from Maputo tide gauge station for the period 1974, since is the year with complete time series data.

The contribution of wind and atmospheric pressure in the storm surge generation, for different region along the coast of Mozambique, was done through the analysis of the residual tides. For the data time series, meteorological and sea level, data quality control was applied based on visual inspection. Meteorological data from NCDC and a sample from INAM were compared to reinforce the data quality control for the reliability of then.

Tides and inertial motions usually cause a high-frequency noise in sea level records used to analyze low-frequency motion in the ocean (Thompson 1983). Hourly tide gauge series were statistically analyzed by calculating averages, standard deviations, percentile and variances. For the identification of the meteorological component in combined sea level records, the low-pass filter PL33 was used to remove the astronomical high frequency components. The digital filter, which operates on hourly data values, replaces each point with a weighted average of the 33 points on either side of the central point. The filtering reduces the total length of the time series by 66 hours (33 hours on each end). The filter transfers signals at unreduced amplitude that have periods longer than about 50 hours. The half-amplitude period of the filter is at 33 hours and the half power period is at 38 hours (Rosenfeld, 1983).

An analytical model was used, which considers the atmospheric pressure and wind components. Usually, storm surge is considered to be driven by two processes namely the atmospheric pressure and extreme wind stress. The inverted barometric effect, which is the response of sea level to changes in atmospheric pressure, was used with sea level pressure data to estimate the perturbations of the sea level by using equation (1). This equation can be obtained from the fundamental equations for sea level rise and the result was added to the one obtained from the wind setup effects, which was decomposed into an onshore and alongshore components, equations (2) and (3) respectively (Santos and Miranda, 2006). Those equations represent the three storm surge forcings used in the study. Equation (2) is used for the wind setups due to cross-shore winds. When the wind blows perpendicular to a coastline, a steady-state balance is quickly established between the surface wind stress and a pressure force due to the slope of the sea surface (Csanada, 1982). Equation (3) is used for the wind setup due to alongshore wind. According to Garrett (1983), there is considerable evidence to suggest that the alongshore wind component is much more important than the cross-shelf wind component in producing coastal sea level changes at low frequency. The wind forcing produces an Ekman current to the right of the wind in the Northern Hemisphere and to the left of the wind in the Southern Hemisphere, which causes the surface to rise at a constant rate within a distance on the order of the barotropic Rossby radius of deformation from the coast.

$$\eta_{sh} = \frac{\Delta p_a}{\rho g} \quad (1)$$

$$\eta_{sn} = \frac{\tau_{sx}}{\rho_w g h} L \quad (2)$$

$$\eta_{st} = \frac{f}{g}\left(\frac{\tau_{sy}}{\rho_w k}\right)^{1/2} L \quad (3)$$

Where ΔP_a is the atmospheric pressure disturbance, η_{sh} the displacement of water level from the mean due to pressure disturbance, ρ the air density, η_{sn} the displacement of water level from the mean due to onshore wind, τ_{sx} the zonal surface wind stress, L the platform width, ρ_w the sea water density, g the gravitational acceleration, h the depth of the water column, η_{st} is the displacement of water level from the mean due to alongshore wind, f Coriolis parameter, τ_{sy} the meridional surface wind stress, κ bottom drag coefficient.

Cross correlations among the filtered sea level, atmospheric pressure and wind stresses were calculated. The zonal and meridional wind stress where calculated by using (4) and (5), where C_D is a drag coefficient, w wind speed at height of ten (10) meters, u and v are zonal and meridional wind components, respectively.

$$\tau_{sx} = C_D \rho |w| u \quad (4)$$

$$\tau_{sy} = C_D \rho |w| v \quad (5)$$

The drag coefficient links the easily measured wind velocity with the more difficult direct measurement of wind stress and is the between atmosphere and ocean. The drag coefficient for the ocean surface is found to increase with wind speed (Smith, 1980). For the present study this coefficient was estimated by using (6), (7) and (8) for the ranges of different wind speed: Large and Pond (1981), Smith (1980) and Powell et al. (2003) respectively.

$$C_D = 1.1\times10^{-3} \quad if\ w < 6\ m.s^{-1} \quad (6)$$

$$C_D = (0.61 + 0.063w)\times10^{-3} \quad if\ 6\ m.s^{-1} < w < 22\ m.s^{-1} \quad (7)$$

$$C_D = 2.5\times10^{-3} \quad if\ w \gg 22\ m/s^{-1} \quad (8)$$

The following are the constants used: ρ=1.25 kg.m^{-3}, k= 0.002 (Feddersen et al. 2003), ρ_w=1027 kg.m^{-3}, g=9.8 m.s^{-2}, f=8.5x10^{-5} s^{-1}, h=200 m. The value of L was considered as being the distance from the coast to the 200 m depth zone, taking in consideration that the continental shelf is narrow in the South and in the North. We force the model with pressure and wind data to generate meteorological tide time series which are later compared against the meteorological tide time series obtained by filtering observed sea level time series. To compare observed and predicted values, parameters and error measures were calculated. The Root Mean Squared Error-*RMSE* (9) was computed where ƒ is prediction, r is the observation and n is the total number of points in a temporal or spatial domain, or spatial-temporal combined space.

$$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(f_n - r_n)^2} \quad (9)$$

5. RESULTS

The meteorological tides, from the observed sea level time series at Maputo tide gauge station, were obtained by applying a low pass filter, with a cut off frequency of 33 hours (Figure 3). The filtered records generated the time series of the sea level responsible for the meteorological system affected at respective point. All the values of meteorological tides in this study are in meter (m).

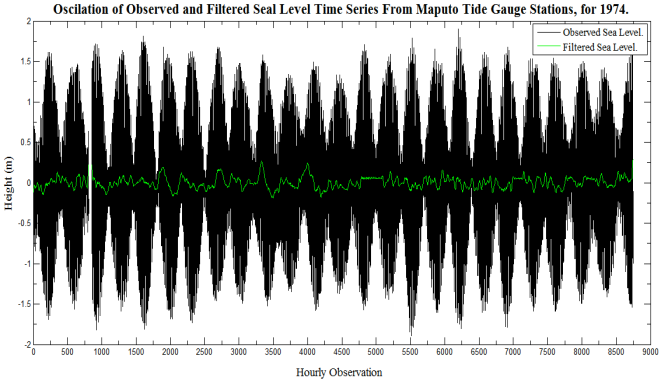


Figure 3. Oscillation of observed (black) and filtered (green) sea level time series from Maputo tide gauge station, for 1974.

For the study of wind and atmospheric pressure contribution on the storm surge generation, the analytical model was validated by comparing the generated meteorological residuals, trough inverted barometer and wind forcing, against the meteorological residual obtained by using low pass filter (figure 4). Both data were synchronized in order to eliminate the gaps due to the time discrepancy in the both time series.

The analysis of the distribution curves of relative and cumulative frequencies, allowed the definition of three classes of storm surges namely: significant, very significant and highly significant for the sea level percentile that is above percentiles 95, 99 and 99.9 respectively. This analysis was done as a tool for the validation of the analytical model, by making a comparison in the end between the meteorological tides from filtered sea level and from the analytical model. It is noticed that the analytical model underestimates the intensity of the storm surge. However the differences are very small which does not deprive the quality to the model (Table2). The wind components, alongshore and onshore, seem to conform to what theoretically would be possible.

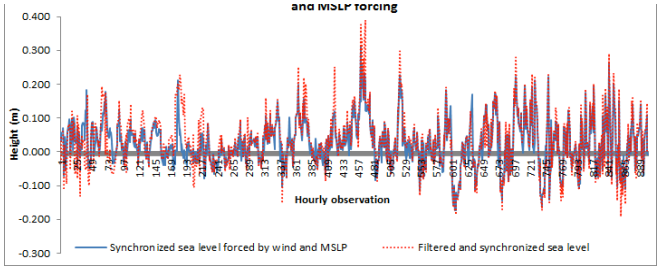


Figure 4. Graphical comparison between synchronized sea level by using filter (red dashed line) and resulting from analytical model (blue line).

Table 2. The three significant storm surge levels for the filtered sea levels and from analytical model for Maputo, 1974.

Significant Levels	Filtered sea level	Analytical model
Significant Storm Surge	0.17	0.15
Very significant Storm Surge	0.25	0.21
Highly significant Storm Surge	0.38	0.36
Maximum Storm Surge	0.39	0.38

In order to verify the linear correlation, the peaks of the meteorological tides, obtained from both methods, were analyzed through the coherence between them. As depicted in Figure 4, there is an agreement between the two meteorological residuals despite some difference in amplitude which can be neglected. The correlation between both meteorological tides calculated by using the two different methods (Figure 5), the RMSE and the standard deviation are equal to 0.8, 0.05 m and 0.08 m, respectively. The meteorological tide and the atmospheric pressure are also strongly correlated, responding to what the definition of storm surge would be expected.

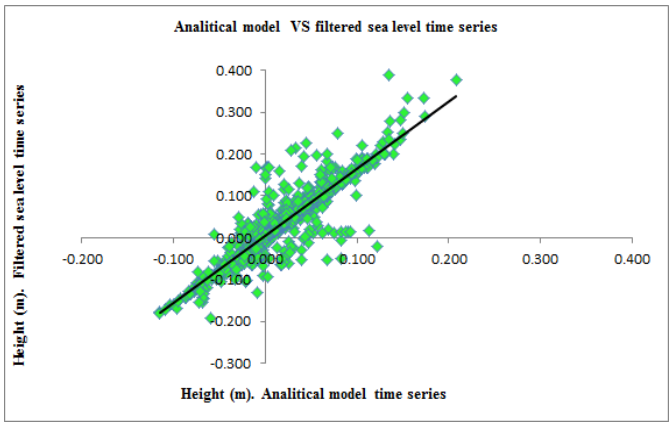


Figure 5. Correlation between the meteorological tides from filtered time series and analytical model.

After the analytical model validation, the pressure and wind data for the seven points along the coast of Mozambique were used with the model to estimate storm surges. The results were grouped, also, in 3 storm surge significant levels (Table 3). Through the decomposition of wind components and variance of time series of the MSLP in stations under study, it was possible to find the relative contribution of the atmospheric processes. For all seven stations the contribution of alongshore wind setup is predominant if compared against onshore wind. The tropical storm surge in the coast of Mozambique is much more dependent on the alongshore wind component of wind than on the onshore wind, representing 69% of the wind contribution for storm surge generation. This does not mean that onshore winds cannot generate significant storm surges, if they occur, but the storm surges of tropical cyclone are dependent mainly on the alongshore winds. The winds from the South and because the wind forcing produces an Ekman current to the left side of the wind propagation, leading the water to pile up higher than the ordinary sea level. The wind from north or northeast quadrant does not contribute for the storm surge generation in the coast of Mozambique. The highest storm surge value happened in Angoche followed by Maputo and Inhambane.

Table 3. The three significant storm surge levels for the below studied stations for the period 1973-2011.

Station Name	Significant Storm Surge	Very significant Storm Surge	Highly significant Storm	Maximum Storm Surge
Maputo	0.09	0.14	0.22	0.96
Xai-Xai	0.10	0.16	0.23	0.56
Inhambane	0.14	0.19	0.25	0.81
Beira	0.12	0.17	0.24	0.67
Quelimane	0.12	0.15	0.20	0.77
Angoche	0.09	0.14	0.28	1.10
Pemba	0.08	0.13	0.13	0.68

In winter season, when the wind is generally calm and there are no tropical cyclones, the possibility for storm surge generation is remote. The wind circulation in the north region becomes predominant from the south to southwest quadrant while in the south region, from southeast to east quadrant with low to moderate intensity. From October to March, the tropical cyclone period, wind from the south and southeast quadrant prevail and are the major contributors for the storm surge generation when a tropical cyclone passes through the region. Figure 6 shows the wind direction and intensity behavior for January, February and March of 1974, for Maputo, during summer which is the tropical cyclone period. The comparative analysis made on the heights of the storm surge produced by the analytical model shows an agreement between the height of the storm surge, the wind speed and direction and the atmospheric pressure.

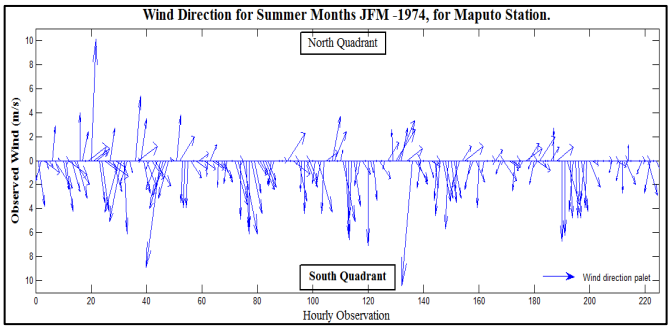


Figure 6. Wind speed and direction for January, February and March, 1974, Maputo station.

6. CONCLUSIONS

For some simplified conditions of balance, analytical solutions exist that allow to understand the main mechanisms involved in storm surge or even calculates it, in simplified form, from meteorological data.

A simple analytical model which generates storm surge by using wind and sea level pressure time series was validated against the tide gauge records. Statistical analysis allowed defining three significant levels of storm surge, which helps much to understand the characteristics of this natural phenomenon and the contribution of wind and atmospheric pressure in storm surge generation. Despite its great simplicity, the method of calculation storm surge from meteorological data allows to obtain useful results with a minimum calculation effort. This is a purely static method and enables a simple interpretation of the fundamental processes that originate storm surge. It shows the importance of the effect of tangential (alongshore) wind to the shoreline. The result shows that, the amplitude of generated storm surge by using the analytical model is slightly different, although there is a good agreement with

analytical method can be useful to study storm surge for the areas where there is no tide gauge data, by using sea level pressure and wind forcing. From the theoretical arguments and numerical results obtained, it was established that the alongshore wind, mainly from south or southeast, represents the main contribution for the storm surge generation along the coast. The heights for the storm surge along the coast of Mozambique, according to this study seen to be small, but taking into account that some cities are located below the mean sea level, we cannot neglect those results. The analytical model simulates well the storm surge events in the considered location, despite the model only consider the atmospheric pressure and wind for its calculation, neglecting other factors.

Further, this analytical model will be used with atmospheric data generated by climate change simulations to evaluate changes in the statistical properties of storm surges for future climate change scenarios along the Mozambican coast. This work one regards the risks inherent of the coastal occupation, a useful tool for weather forecasting during the cyclone season and will help decision makers in their planning activities in Mozambique.

7. ACKNOWLEDGEMENT

Appreciation is expressed to the National Institute of Meteorology of Mozambique (INAM) for the samples of meteorological data, the National Institute of Hydrography and Navigation of Mozambique (INAHINA) for providing the tide gauge data, the National Climate Data Center (NCDC-NOAA) for the sea level pressure and wind data, the government of Portugal, through the Science and Technology Foundation (FCT), for sponsoring the PhD scholarship.

8. REFERENCE

Bowden, K. (1983): "Physical oceanography of coastal waters". *Ellis Horwood series in marine science.*

Dasgupta, S., B. Laplante, S. Murray and D. Wheeler (2009): "Climate Change and the Future Impacts of Storm-Surge Disasters in Developing Countries". *CGD Working Paper 182. Washington, D.C.: Center for Global Development.*

Csanady, G. (1982): "*Circulation in the Coastal Ocean".* Reidel, 279 pp.

Emanuel, K., R. Sundararajan and J. William (2008): "Hurricanes and global warming: Results from downscaling IPCC AR4 simulations". *Journal of Climate*, 89, 347-367.

Faggioni, O., G. Arena, M. Bencivenga, G. Bianco, R. Bozzano, G. Canepa, P. Lusiani, G. Nardone, G. Piangiamore, M. Soldani, L. Surace and G. Venzano (2006): "The Newtonian approach in meteorological tide waves forecasting: Preliminary observations in the East Ligurian harbours". *Annals of geophysics, vol. 49, n.6, December 2006.*

Feddersen, F., E. Gallagher, R. Guza and S. Elgar (2003): "The drag coefficient, bottom roughness, and wave-breaking in the nearshore", *Coastal Eng.,* 48, 189 – 195.

Garrett, C. (1983): "Variable sea level and strait flows in the Mediterranean: A theoretical study of the response to meteorological forcing". *Oceanol. Acta,* **6,** 79–87.

Hoguane, A. (1999): "Sea level measurements and analysis in the western Indian Ocean". *National report, Mozambique. IOC,UNESCO, 6-7 21.*

Hoguane, A. and M. Pereira (2003): "National Report: Marine biodiversity in Mozambique - the known and the unknown". pp 138-155. In: C. Decker, C. Griffiths, K. Prochazka, C. Ras and A. Whitefield Marine Biodiversity in Sub-Saharan Africa: the known and the unknown. Proceedings of the marine biodiversity in Sub-Saharan Africa: the known and the unknown, Cape Town, South Africa 23-26 September 2003.

INGC (National Institute for Disaster Management), (2009a): "Main Report: INGC Climate Change Report: Study on the impact of climate change on disaster risk in Mozambique". *(K. Asante, G. Brundrit, P. Epstein, A. Fernandes, M.R. Marques, A. Mavume, M. Metzger, A. Patt, A. Queface, R. Sanchez del Valle, M. Tadross, and R. Brito, eds.). Maputo, Mozambique:INGC.*

Large, W.G. and S. Pond (1981): "Open ocean momentum fluxes in moderate to strong winds". Journal of Physical Oceanography 11: 324-336.

Mavume, A. and G. Brundrit (2009): "Main Report: INGC Climate Change Report". *INGC, Mozambique 2009.*

Muchangos, A. (1999): "Moçambique paisagens e regiões naturais". Tipografia Globo, Lda. República de Moçambique, 01048/FBM/93, 163p.

American Institute of Physics, 1992, 520 p.

Powell, M., P. Vickery and T. Reinhold (2003): "Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones". *Nature 422: 278-283.*

Proudman, J. (1953): "Dynamical Oceanography". *1. ed. London, Methuen and* Co., 1953.

Pugh, D. T. (1987): "Tides, Surges and Mean Sea Level". Great Britain: John Wiley & Sons, 1987, 472 pp.

Rahmstorf, S. (2007): "A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea-Level Rise". *Science Vol. 315 no. 5810 pp. 368-370.*

Rosenfeld, S. (1983): "WHO I Technical Report 85-35". p. 21.

Saetre, R. and R. Silva (1979): "The Marine Fish resources of Mozambique". Reports on Surveys with the R/V Dr. Fridtjof Nansen, Serviço de InvestigaçãoPesqueira. Maputo. Institute of Marine Research, Bergen.

Saetre, R. and R. Silva (1982): "Water masses and circulation on the Mozambique channel". *Rev. Inv. Pesq*: 3-38.

Santos, F. D. and P. Miranda (eds), (2006). "Alterações climáticas em Portugal, cenários, impactos e medidas de adaptação". *Projecto SIAM II, Gradiva, Lisboa 2006.*

Smith, S. D. (1980). "Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds". *J. Phys. Oceanogr.,* 10, 709-726.

Thompson, R. O. (1983): "Low-pass filters to suppress inertial and tidal frequencies". *J. Phys. Oceanogr., 13, 1077–1083.*

Tinley, K. (1971). "Determinants of coastal conservation: dynamics and diversity of the environment as exemplified by the Moçambique coast". *Proc. Symp: Nature Conservation as a form of land use Gorongosa National Parks – 13-17 September 1971. Sarcus 125-153.*

Web site: Australian Weather Services. Retrieved in January 5, 2014. http://www.australiasevereweather.com/cyclones/jtwcyear/sio/2006-07.gif

Web site: MapQuest Maps – Driving Directions – Map. Retrieved in December 8, 2010. http:/www.mapquest.com

Descargas de Águas Subterrâneas na região dos Olhos de Água, Algarve – alguns resultados das campanhas CTD

Submarine Groundwater Discharges at Olhos de Água area, Algarve – some results of the CTD surveys

Fátima M. Sousa[1, 2], Gabriela Carrara[3], Judite Fernandes[4], Dmitri Boutov[1, 2], Marisa Loureiro[3], Francisco Leitão[5], Pedro Range[5] e Ana Machado[1]

[1]Centro de Oceanografia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL), Campo Grande, Lisboa, fsousa@fc.ul.pt, dboutov@fc.ul.pt e ammachado@fc.ul.pt

[2]Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, DEGGE/FCUL, Campo Grande, Lisboa

[3]Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA), Rua C do Aeroporto, Lisboa, gabriela.carrara@ipma.pt e marisa.loureiro@ipma.pt

[4]Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), Estrada da Portela, Bairro do Zambujal, Amadora, judite.fernandes@lneg.pt

[5]Centro de Ciências do Mar (CCMAR), Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, Faro, fleitao@ualg.pt e prange@ualg.pt

SUMMARY

In the frame of the R&D Project "FREEZE - Submarine FREshwater dischargEs: characteriZation and Evaluation study on their impact on the Algarve coastal ecosystem", two oceanographic surveys were conducted off the Olhos de Água region. Numerous springs have been observed at the Olhos de Água beach during low tide, and they were also detected at the sea, just in front of the beach, by local fishermen. SAR imagery was used to identify surface signatures of potential submarine groundwater discharges (SGDs) over the shelf and the location of those patterns were essential for the planning of the CTD campaign. In both surveys 101 CTD stations were carried out, covering an area restricted to the limit of 3 nautical miles (≈ 5.6 km) from the coast, due to the small size of the boat used during the sea work, and with depths ranging between 2 and 30 m. The individual temperature and salinity profiles show the influence of the SGDs (mainly through lower salinities values), and the temperature/salinity diagrams show two distinct patterns, one with influence of the SGDs and the other corresponding to the oceanic coastal waters.

1. INTRODUÇÃO

Os trabalhos de investigação aqui descritos foram realizados no âmbito do Projecto de I&D "FREEZE – Submarine FREshwater dischargEs: characteriZation and Evaluation study on their impact on the Algarve coastal ecosystem" cujo objectivo principal consistiu no estudo das descargas de águas subterrâneas (DAS) no mar, na região dos Olhos de Água, no Algarve.

O nome atribuído a esta região – Olhos de Água – deve-se exactamente à existência de nascentes de água doce na praia, que ficam a descoberto durante a maré vazia. Estas nascentes também já foram detectadas no mar, mesmo frente à praia, pois são visíveis da costa e facilmente identificadas em dias de mar calmo. Por vezes, os caudais são tão fortes que causam deriva nos pequenos barcos dos pescadores locais.

No âmbito do Projecto FREEZE, as nascentes de água doce existentes na praia dos Olhos de Água foram identificadas, georreferenciadas e monitorizadas, bem como as nascentes do infralitoral localizadas a sul daquelas sobre a batimétrica de 4 m.

As características hidrogeológicas e geomorfológicas locais são favoráveis à existência de DAS, pois as camadas de biocalcarenitos e calcários do Miocénico, visíveis nos afloramentos da praia onde se localizam as nascentes, servem de suporte à circulação subterrânea, prolongando-se para a plataforma continental com uma leve inclinação na direcção S-SE, e que corresponde também à direcção do fluxo de águas subterrâneas.

O recuo da linha de costa desde a batimétrica de 60 m até à posição actual deve-se ao regime transgressivo que sucede ao *Younger dryas*, a idade do gelo do Pleistocénico superior. Dias et al. (2000) detectaram morfologias submersas (plataformas de abrasão, arribas e istmos) entre as batimétricas de 60 e de 40 m que corresponderiam a uma paleolinha de costa. Teixeira (1998) identificou também, frente aos Olhos de Água, um afloramento denominado "Pedra dos Arrifes" à profundidade de 13 m, que corresponde a uma escarpa de arriba litoral, de quando o nível médio da água do mar se situava à profundidade de 20 m, há 8000 anos ou seja no Holocénico.

A geologia, hidrografia e hidrogeologia dessa época parecem não diferir muito da actualidade. O escoamento superficial e subterrâneo seria também para sul, com canais preferenciais de circulação de águas até às profundidades de 40 m e, mais recentemente, de 20 m, onde provavelmente se localizariam nascentes junto à praia. Esta paleocirculação poderá ainda estar activa ou ser activada dependendo do nível potencial das águas subterrâneas em terra e da permeabilidade das formações aquíferas, cuja expressão será tanto mais visível quanto maior a concentração do caudal das DAS.

Analisaram-se várias imagens da rugosidade da superfície do mar obtidas com o SAR (Radar de Abertura Sintética) com o objectivo de detectar assinaturas à superfície de potenciais nascentes submarinas na plataforma continental, na região dos Olhos de Água.

As imagens SAR revelam com frequência, a presença de *slicks*, que identificam zonas em que a superfície do mar aparece com um aspecto alisado, há uma redução da rugosidade da superfície do mar devido à atenuação das ondas capilares, podendo assim indicar potenciais locais de DAS com caudais relativamente elevados. Esta informação foi muito importante no planeamento das campanhas oceanográficas realizadas em Novembro de 2012 e em Abril de 2013, ao largo da região dos Olhos de Água.

As campanhas CTD foram realizadas na plataforma continental, distribuíram-se ao longo de uma malha de alta resolução, que cobriu não só a área ocupada pelo *slick* como também as águas na vizinhança com características oceânicas costeiras. As medições dos parâmetros condutividade (salinidade), temperatura e profundidade, feitas pela sonda CTD, permitiram caracterizar as propriedades termohalinas das descargas de águas subterrâneas em meio oceânico.

2. DADOS

Analisaram-se os valores das precipitações médias acumuladas durante os meses de Inverno na estação climatológica de São Brás de Alportel (localizada a cerca de 30 km dos Olhos de Água)

durante o período de 2000 a 2011 (dados retirados de http://snirh.pt). Os invernos cujas precipitações médias acumuladas excederam 700 mm pareceram ser os mais adequados para originar DAS com caudais relativamente elevados e, consequentemente serem mais facilmente identificados como assinaturas à superfície nas imagens SAR.

Os *slicks* têm um aspecto mais escuro nas imagens SAR, e podem representar a presença à superfície de água menos densa, proveniente de nascentes submarinas. Devido ao aspecto alisado da superfície do mar, as nascentes submarinas localizadas em Avola, no SE da Sicília, são localmente conhecidas como "bolhas" (*bugli* em Povinec et al., 2006).

Uma imagem SAR obtida a 9 de Fevereiro de 2010 (10:43 TU), durante um Inverno particularmente chuvoso está representada na Fig. 1. Esta imagem, com uma resolução no solo de 75 m, mostra um *slick*, com uma forma aproximadamente circular, com um diâmetro de cerca de 3.5-4.0 km, localizado mesmo em frente aos Olhos de Água e está devidamente assinalado na referida figura.

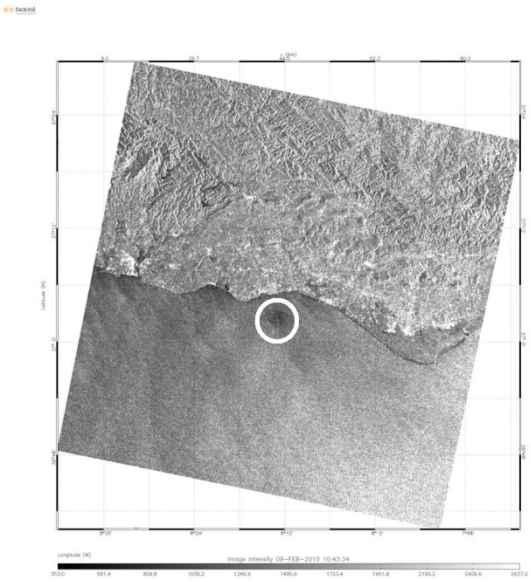


***Figura 1* – Imagem SAR obtida ao largo do Algarve no dia 9 de Fevereiro de 2010, às 10:43 TU, e que mostra um *slick* em frente aos Olhos de Água, devidamente assinalado.**
(SAR image obtained on 9 February 2010, at 10:43 UT, showing a slick offshore Olhos de Água.)

A localização geográfica do *slick* foi essencial no planeamento da campanha oceanográfica, pois pretendia-se cobrir não só a área onde as potenciais DAS poderiam ser encontradas como também as águas circundantes, com propriedades termohalinas características do oceano costeiro.

A primeira campanha CTD teve lugar no dia 6 de Novembro de 2012, a bordo da embarcação "ECORECURSUS I" pertencente ao Centro de Ciências do Mar da Universidade do Algarve (CCMAR/UAlg). As reduzidas dimensões da embarcação utilizada, levaram a que a área de estudo ficasse restringida à distância máxima de 3 milhas náuticas da costa (≈ 5.6 km). Face a este constrangimento e, aproveitando as excepcionais condições meteorológicas para este trabalho de mar, elaborou-se um novo plano de estações, desta vez com uma malha muito mais densa do que o previamente planeado. Contudo, nesse dia não foi possível cumprir todo o plano estabelecido e, as más condições meteorológicas e do estado do mar verificadas no dia seguinte impediram a realização das estações mais próximas da costa.

Nesta primeira campanha realizaram-se 59 estações CTD, cujas localizações estão representadas por círculos mais claros na Fig. 2, e com profundidades a variar entre 8 e 30 m.

No dia 9 de Abril de 2013 realizou-se uma segunda campanha, a bordo da embarcação referida anteriormente, com o objectivo de completar a malha de estações previamente planeada. Desta vez realizaram-se mais 42 estações CTD (representadas por círculos mais escuros na Fig. 2), numa região bastante mais próxima da costa, com profundidades compreendidas entre 2 e 14 m.

A localização das 101 (59+42) estações CTD efectuadas na região dos Olhos de Água está representada na Fig. 2.

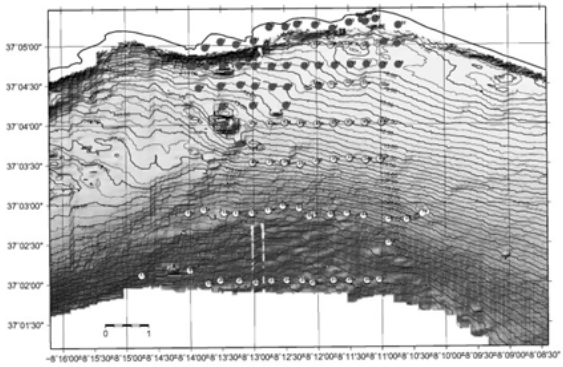


***Figura 2* – Localização das 101 estações CTD realizadas na região dos Olhos de Água.**
(Location of the 101 CTD stations carried out in the Olhos de Água area.)

O sistema de posicionamento utilizado na primeira campanha foi um Garmin GPSMAP® 60 CSX sem correcção diferencial. Na segunda campanha, utilizou-se um sistema de posicionamento e sonda incorporada entretanto adquirido (GPSMAP® 421s), que foi instalado a bordo pela primeira vez e testado com sucesso.

Nestas duas campanhas procedeu-se à recolha de dados de condutividade, temperatura e pressão, utilizando uma sonda CTD da marca NXIC (Non-eXternal Inductive Conductivity) da Falmouth Scientific, Inc (FSI, EUA). A análise destes parâmetros permitiu identificar os locais na plataforma continental com maior influência de águas provenientes de nascentes de águas subterrâneas, pois estas têm características hidrológicas distintas das águas oceânicas costeiras.

3. RESULTADOS

As observações realizadas nas duas campanhas referidas anteriormente constituem o primeiro conjunto de dados CTD adquirido na plataforma continental do Algarve, numa região muito próxima da costa, com profundidades máximas de 30 m.

Para cada uma das 101 estações, traçaram-se os perfis de temperatura, salinidade e sigma-t (densidade), bem como o respectivo diagrama temperatura/salinidade (T/S).

Os diagramas T/S de todas estações realizadas nas campanhas de Novembro de 2012 (59) e de Abril de 2013 (42) estão representados na Fig. 3. Nesta figura e ao longo do texto, as campanhas referidas anteriormente, passarão a ser identificadas como 11/2012 e 04/2013, respectivamente.

A análise da Fig. 3 mostra que os valores de salinidade observados durante as duas campanhas são praticamente os mesmos, sendo de referir apenas que todas as salinidades na campanha 11/2012 são superiores em 0.1 às observadas na campanha 04/2013. Já no que se refere à temperatura, a diferença entre os valores observados durante as duas campanhas diferem em cerca de 3.0ºC. As estações realizadas durante a campanha 11/2012 decorreram numa situação de transição Verão-Inverno de um ano relativamente quente e seco, e as temperaturas da água do mar observadas estão compreendidas entre 17.5 e 18.5ºC. As estações realizadas durante a campanha 04/2013, tiveram lugar imediatamente após o considerado Inverno oceanográfico, e as temperaturas da água do mar reflectem esse facto, apresentando valores compreendidos entre 14.5 e 16.0ºC.

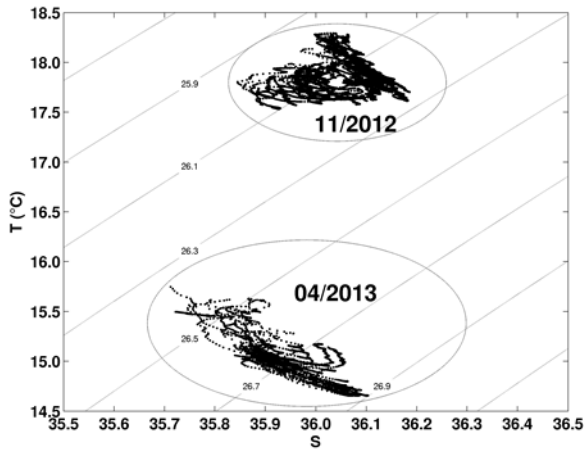


***Figura 3* – Diagrama T/S conjunto das 101 (59+42) estações realizadas nas campanhas 11/2012 e 04/2013.**
(T/S diagram with all the 101 (59+42) stations carried out during both surveys 11/2012 and 04/2013.)

Como as duas campanhas foram realizadas em situações oceanográficas distintas, vão ser aqui analisadas separadamente.

3.1. Campanha 11/2012

Na Fig. 4 está representado o diagrama T/S conjunto de todas as estações realizadas durante a campanha 11/2012.

É interessante verificar que os diagramas T/S das 59 estações da campanha 11/2012 se agrupam segundo dois padrões bem distintos. As estações, referenciadas com a letra A na Fig. 4, a que correspondem os valores mais elevados de salinidade em toda a coluna de água e cujos valores de sigma-t apresentam um aumento gradual com a profundidade, estão localizadas essencialmente nas duas linhas mais ao largo (latitudes 37º 02' 00'' e 37º 03' 00'' N – ver Fig. 2), apresentam características típicas de estações oceânicas costeiras.

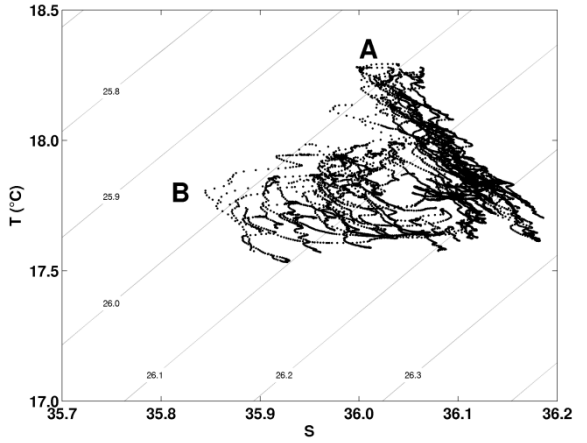


***Figura 4* – Diagrama T/S conjunto das 59 estações realizadas na campanha 11/2012.**
(T/S diagram with all the 59 stations carried out during the 11/2012 survey.)

As outras estações, identificadas com a letra B na Fig. 4, apresentam diagramas T/S com uma forma completamente diferente do grupo anterior, evidenciam instabilidades na coluna de água (mostrando inversões no sigma-t), muito provavelmente associadas a mistura vertical com águas provenientes das nascentes submarinas. É de salientar que os valores mais baixos de salinidade foram encontrados nestas estações (ver Fig. 4), o que vem reforçar exactamente, a influência de águas menos salgadas provenientes das DAS.

Para uma melhor percepção do comportamento dos parâmetros temperatura e salinidade ao longo da coluna de água, encontrados em estações dos dois grupos referidos anteriormente, apresentam-se na Fig. 5 exemplos de perfis obtidos numa estação do grupo A, com características oceânicas costeiras (representada a cinza e com uma profundidade de cerca de 30 m - est. 22) e de uma estação do grupo B, com influência de águas provenientes de descargas de águas subterrâneas (representada a preto e com uma profundidade aproximada de 10 m - est. 43).

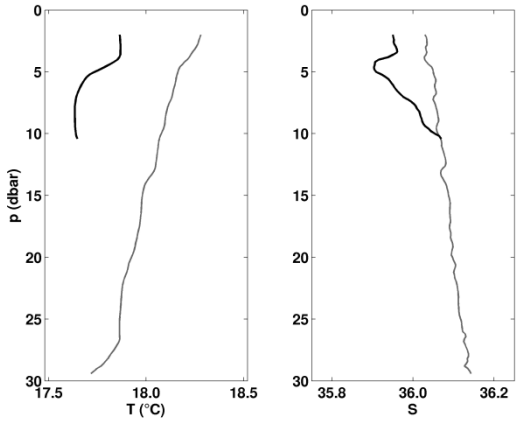


***Figura 5* - Perfis de temperatura e de salinidade obtidos numa estação oceânica costeira (a cinza) e numa estação com influência de descargas de águas subterrâneas (a preto) na campanha 11/2012.**
(Temperature and salinity profiles obtained in an oceanic coastal station (in grey) and in another station influenced by submarine groundwater discharges (in black) during the 11/2012 survey.)

A Fig. 5 mostra um pequeno decréscimo na temperatura e um ligeiro aumento da salinidade da superfície para o fundo, na estação oceânica costeira (representada a cinza) mas, na estação menos profunda (representada a preto) é de salientar a presença de um mínimo de salinidade centrado à profundidade de 5 m, que é também acompanhado por uma diminuição da temperatura, e que se pode interpretar como uma consequência da mistura com as águas provenientes das descargas de águas subterrâneas.

A observação de perfis com mínimos de salinidade foi recorrente em todas as estações cujos diagramas T/S foram referenciados como grupo B na Fig. 4, embora a profundidade a que se localizava o mínimo de salinidade não fosse sempre a mesma. Estes mínimos de salinidade foram detectados em 28 estações.

3.2. Campanha 04/2013

Na Fig. 6 está representado o diagrama T/S conjunto das 42 estações realizadas durante a campanha 04/2013.

Convém aqui novamente referir que todas as estações realizadas durante a campanha 04/2013 são pouco profundas, sendo a profundidade máxima 14 m, e estão localizadas numa região muito próxima da costa (ver Fig. 2).

Os diagramas T/S da campanha 04/2013 (ver Fig. 6) revelam uma certa semelhança com os padrões obtidos na campanha anterior (ver Fig. 4), sendo aqui evidente que são as águas oceânicas costeiras as que apresentam as temperaturas mais baixas (14.5-15.0ºC) e, consequentemente os valores mais elevados de sigma-t.

As estações onde se observam as menores salinidades são também as que evidenciam instabilidades na coluna de água, mostrando igualmente inversões no sigma-t (ver Fig. 6).

Na Fig. 7 estão representados os perfis de temperatura e de salinidade obtidos numa estação com influência de águas provenientes de descargas de águas subterrâneas (est. 84 a preto) e

numa estação com características oceânicas costeiras (est. 91 a cinza).

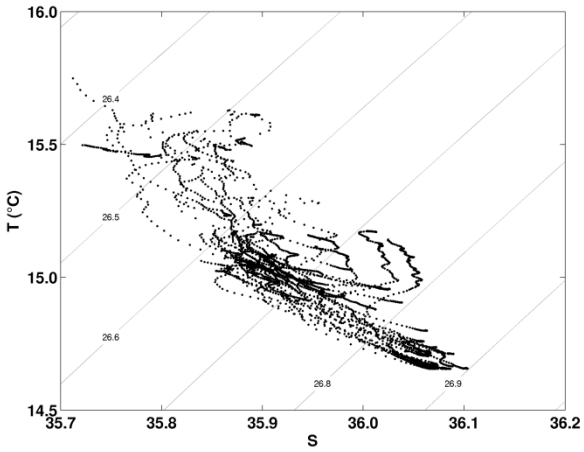


***Figura 6* – Diagrama T/S conjunto das 42 estações realizadas na campanha 04/2013.**
(T/S diagram with all the 42 stations carried out during the 04/2013 survey.)

A estação oceânica costeira, tal como se verificou na campanha 11/2012, apresenta um pequeno decréscimo na temperatura e um ligeiro aumento na salinidade da superfície para o fundo (perfis a cinza na Fig. 7). Na estação com influência de águas provenientes de nascentes submarinas (perfis a preto na Fig. 7) é notória a presença de um mínimo de salinidade centrado à profundidade de 10 m, acompanhado por uma diminuição da temperatura.

A análise dos perfis representados na Fig. 7 indica que os valores da temperatura e da salinidade observados na estação oceânica costeira são inferiores aos valores observados na estação com influência das DAS, o que parece à partida um pouco contraditório, especialmente no caso da salinidade.

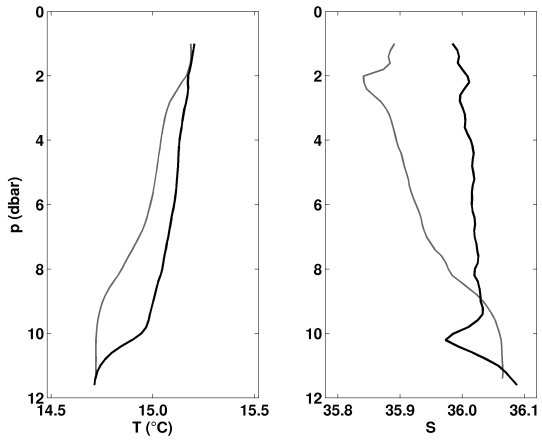


***Figura 7* - Perfis de temperatura e de salinidade obtidos numa estação oceânica costeira (a cinza) e numa estação com influência de descargas de águas subterrâneas (a preto) na campanha 04/2013.**
(Temperature and salinity profiles obtained in an oceanic coastal station (in grey) and in another station influenced by submarine groundwater discharges (in black) during the 04/2013 survey.)

A temperatura apresentar um valor superior nas águas com influência das descargas submarinas parece razoável, pois muitas vezes estas descargas são caracterizadas por temperaturas mais elevadas do que as águas oceânicas circundantes, especialmente se as observações forem conduzidas durante o Inverno, época do ano em que as temperaturas da água do mar atingem os valores mais baixos. É importante referir que a temperatura da água medida nas nascentes da praia apresentou valores praticamente constantes e próximos de 19.0ºC ao longo do ano hidrológico.

O facto dos valores da salinidade serem inferiores na estação oceânica costeira poderá ser devido a processos de mistura que têm lugar não só na vertical (na coluna de água), como também na horizontal. As descargas submarinas podem ocorrer em vários locais da plataforma continental e, como são zonas pouco profundas, são advectadas na horizontal em forma de pluma, indo afectar toda a coluna de água de estações localizadas na trajectória da referida pluma.

Também se verificou que nesta campanha, a existência de mínimos de salinidade são uma constante nos perfis de salinidade nas estações com influência das DAS, mas a profundidade a que se localizam nem sempre é a mesma. Estes mínimos de salinidade foram detectados em 16 estações.

4. CONCLUSÕES

É de realçar que o conjunto de observações realizadas durante as campanhas 11/2012 e 04/2013 constitui uma base de dados que se caracteriza pela sua originalidade, pois para além de ser a primeira vez que se efectuaram medições CTD numa região da plataforma continental tão próxima da costa do Algarve, foi também uma investigação pioneira no domínio das descargas de águas subterrâneas em meio marinho.

É de salientar também que a multidisciplinaridade das equipas participantes neste Projecto de I&D foi essencial tanto na partilha de conhecimentos como também na realização das campanhas de mar.

Para uma melhor compreensão destas descargas de água doce em meio marinho era essencial proceder a uma monitorização regular da região dos Olhos de Água, quer ao longo do ano, através da realização de campanhas CTD nas várias estações do ano, quer em anos considerados secos ou particularmente chuvosos, pois estes são condicionantes fundamentais para os diferentes caudais das DAS.

Finalmente é de referir que a ocupação de uma área da plataforma continental, tão próxima da costa, é relativamente acessível, para a realização de um trabalho de investigação como este que foi aqui descrito, a bordo de uma embarcação de reduzidas dimensões.

5. AGRADECIMENTOS

As actividades de investigação descritas neste trabalho foram efectuadas no âmbito do Projecto de I&D "FREEZE – Submarine Fresh Water Discharges: Characterization and Evaluation Study on their Impact on the Algarve Coastal Ecosystems" (PTDC/MAR/102030/2008), que decorreu de 2010 a 2013 e foi financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT) e no âmbito do Projecto PEst-OE/MAR/UI0199/2011, também financiado pela FCT.

Francisco Leitão (SFRH/BPD/63935/2009) e Pedro Range (SFRH/BPD/69959/2010) usufruíram de Bolsas de Pós-Doutoramento financiadas pela FCT.

Os autores agradecem a José da Silva a cedência das imagens SAR, disponibilizadas pela ESA, no âmbito de outros projectos de investigação.

Um agradecimento muito especial a António Massapina e Isolete Correia, directores das Marinas de Albufeira e de Vilamoura, respectivamente, que disponibilizaram o espaço para a embarcação durante a realização das campanhas de mar.

Os autores agradecem também à empresa Algarve Seafaris, Lda., que disponibilizou as suas instalações na Marina de Vilamoura, para se proceder à configuração e manutenção da sonda CTD, no início e no final de cada uma das campanhas de mar.

6. REFERENCIAS

Dias J.M.A., T. Boski, A. Rodrigues e F. Magalhães, 2000: "Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present - a synthesis", *Marine Geology*, **170**, 177-186.

Povinec P.P., P.K. Aggarwal, A. Aureli, W.C. Burnett, E.A. Kontar, K.M. Kulkarni, W.S. Moore, R. Rajar, M. Taniguchi, J.-F. Comanducci, G. Cusimano, H. Dulaiova, L. Gatto, M. Groening, S. Hauser, I. Levy-Palomo, B. Oregioni, Y.R. Ozorovich, A.M.G. Privitera e M.A. Schiavo, 2006: "Characterization of Submarine Groundwater Discharge Offshore South-Eastern Sicily", *Journal of Environmental Radioactivity*, **89**, 81-101 (doi: 10.1016/j.jenvrad.2006.03.008).

Teixeira S.B., 1998: "Identificação e caracterização de arribas Holocénicas submersas ao largo do Algarve (Portugal)", *Com. In. Geol. Min.,* **84** (1), 35-38.

Efectos en la dinámica torrencial del río Chijra, un pequeño curso andino tributario al Río Grande de Jujuy (Argentina), causados por alteraciones en su cauce

Effects of torrential dynamics caused by alteration of the Chijra river, a small Andean tributary of Rio Grande River in Jujuy (Argentina).

Juan Ángel Mintegui Aguirre[(1)], David Esteban Allende[(1)], José Carlos Robredo Sánchez[(1)] & Pablo Huelin Rueda[(1)]

[(1)]Departamento de Ingeniería Forestal, Escuela T.S. Ingenieros de Montes, Forestales y Medio Natural. Universidad Politécnica de Madrid, 28040 Madrid, juanangel.mintegui@upm.es

SUMMARY

Torrential flows that cause potentially serious risks are frequent in the Andes. These risks are particularly severe when population settlements are located in the final stretch of the river course, where sedimentary processes of the materials carried by the streams take place.

Furthermore, in many situations there is lack of information to detect the torrential power of the stream, and therefore the risk involved in.

This article approaches a specific example in which there are such circumstances. It is the Chijra river, which is a direct affluent to the Río Grande river in Jujuy, in northwest Argentina. The present paper studies physical characteristics of the course and its basin and a simulation of its expected behavior towards floods that could lead to torrential flows has been made. It also analyzes balance conditions of the Chijra riverbed, looking both at its pouring potential -due to physical, biological and climatic characteristics- as to the alterations made to its course because of the settlements established on the river bank.

Finally, a series of recommendations are attached to act in such situations in favor of the security of population by improving the drainage of floods in the areas affected

Key words: *torrential stream; risk; scarce information, flood; safety.*

RESUMEN

En la Cordillera Andina son frecuentes los cursos torrenciales que encierran graves riesgos potenciales, cuando en su recorrido se ubican asentamientos de población, sobre todo si tales ocupaciones se realizan en el tramo final del curso, donde tienen lugar los procesos de sedimentación de los materiales transportados por las corrientes de avenida. Además, en multitud de situaciones se dispone de escasa información para detectar la intensidad torrencial del curso en cuestión y por ende del riesgo que representa.

Este artículo aborda un ejemplo concreto en el que se dan dichas circunstancias; se trata del río Chijra tributario directo al Río Grande de Jujuy, al noroeste de Argentina, al que descarga en la misma área metropolitana de San Salvador de Jujuy, capital de la Provincia homónima. En él se estudian las características físicas del curso en cuestión y de su cuenca vertiente; se simula su previsible comportamiento ante las avenidas que puedan provocar en el mismo los eventos torrenciales que incidan en su cuenca; se analiza las condiciones de equilibrio del cauce del río Chijra, atendiendo tanto a su potencial torrencial debido a las características físico-biológico-climáticas de su cuenca, como a las alteraciones efectuadas en su cauce con los asentamientos establecidos en sus márgenes y, por último, se adjuntan una serie de recomendaciones para actuar en situaciones como la analizada, con el objetivo de mejorar en lo posible la seguridad de la población, a través de una mejora en la evacuación de las avenidas de las zonas afectadas.

Palabras clave: *cursos torrenciales; riesgos; escasa información, avenidas; seguridad.*

ANTECEDENTES

El río Chijra desemboca en el Río Grande en la misma área metropolitana de San Salvador de Jujuy, capital de la Provincia de Jujuy (Argentina). Es el típico curso torrencial, que experimenta fuertes y repentinas crecidas de caudales líquidos y sólidos, cuando en su cuenca inciden precipitaciones torrenciales. Ésta tiene su área de recepción y su garganta, como en todas las cuencas torrenciales, pero carece de un auténtico cono de sedimentación, porque los sedimentos arrastrados por las crecidas del río Chijra, son absorbidos por los caudales de avenida del Río Grande que, junto con su propia carga sólida, los transporta aguas abajo.

El interés por conocer el estado torrencial del río Chijra se justifica por la existencia de numerosos asentamientos en su tramo inferior, previo a su confluencia en el Río Grande de Jujuy, como se muestra en la Figura 1; con frecuencia en condiciones precarias y sujetos a graves riesgos por las previsibles inundaciones y aterramientos que puedan causar las crecidas del río. Esta situación presentan los poblados de Chijra, Campo Verde y Bajo la Viña y, por este motivo, se eligió el río Chijra para estudiar su geo-dinamismo torrencial; además, de porque podría servir de referencia para los restantes cursos vertientes al Río Grande en el área metropolitana de San Salvador de Jujuy.

Los cursos torrenciales son cauces abiertos, por tanto para su análisis se aplican las ecuaciones de *continuidad* y de la *dinámica* del flujo, pero considerando sus peculiaridades. Para atender a la segunda ecuación se plantea, según el esquema adoptado bifásico o

monofásico, la *pendiente de equilibrio* o la de *compensación* del lecho, en ambos casos para un determinado *caudal generador* del mismo, que verifica con la primera ecuación. Ambos parámetros están ligados a la *granulometría* y a la *naturaleza* de los materiales del lecho y a la *sección geométrica del cauce de evacuación* de la corriente **Mintegui *et al.*** (2006). El análisis desarrollado en este artículo, se planteó para establecer unos criterios, apoyados en los principios mencionados, que permitieran diagnosticar el estado torrencial de los pequeños cursos que vierten al Río Grande de Jujuy.



Figura 1. **Tramo de garganta del río Chijra y su confluencia en el Río Grande de Jujuy. En la imagen se aprecian los asentamientos situados en el tramo final del río y las secciones levantadas topográficamente in situ en dicho tramo, para analizar el comportamiento hidráulico-sedimentario del mismo. En el recuadro inferior derecho se muestra la cuenca del río Chijra. *(Stretch of the gorge of Chijra river and its confluence in the Río Grande of Jujuy. The picture shows the settlements in the final stretch of the river and the sections surveyed, to analyze the hydraulic-sedimentary behavior. On the lower right box Chijra river basin is shown).***

OBJETIVOS

El objetivo específico de este estudio fue indagar, a partir de la información disponible, el estado físico-biológico de la cuenca del río Chijra y su previsible comportamiento ante la incidencia en ella de eventos torrenciales; para lo que se planificaron las siguientes operaciones: *a)* La simulación de las avenidas previsibles en el río Chijra para precipitaciones torrenciales con diferentes periodos de retorno, asumiendo el estado físico-biológico actual de su cuenca vertiente; lo permitió estimar las diferentes áreas de inundación para las distintas avenidas simuladas; *b)* El comportamiento del propio cauce del río Chijra tras el paso por él de sus avenidas, especialmente el equilibrio existente entre la pendiente del curso y la granulometría de su lecho en los diferentes tramos del río y *c)* La definición del estado torrencial de la cuenca del río Chijra en sus circunstancias actuales, sobre todo en el tramo inmediatamente aguas arriba de su confluencia en el Río Grande de Jujuy.

El objetivo general se orientó a concretar una serie de pautas, para abordar el estudio de este tipo de torrentes en la Cordillera Andina, cuando la información que se dispone para ello es escasa.

METODOLOGÍA

Descripción físico-biológica de la cuenca del río Chijra

El río Chijra es el curso resultante de la confluencia de dos arroyos, el de la Cuesta que drena por la izquierda y el de la Calera que lo hace por la derecha, ambos referidos desde su nacimiento (Figura 1, imagen inferior derecha). Su pendiente media: j = 0,06 m·m^{-1} (incluyendo la prolongación por el arroyo de la Calera) y el tiempo de concentración, determinado por la fórmula de California, resulta: t_c = 1,744 horas.

Su cuenca vertiente tiene una superficie de 40,056 km^2 y está comprendida entre las coordenadas 24º 06’ 10’’ y 24º 10’ 50’’ de latitud Sur y las coordenadas 65º 15’ 37’’ y 65º 21’ 17’’ de longitud Oeste, con un intervalo de altitud entre 1.242 y 2.040 msnm. Tiene por límites naturales el Alto de Tunalito por el Noreste, el Cerro de los Perales por el Oeste y suelo urbanizado de los barrios de Chijra y Campo Verde de la ciudad de San Salvador de Jujuy por el Sur. Su pendiente media: p = 0,234 m·m^{-1} (23,4 %); una densidad de drenaje: D_d = 2,306 km^{-1} y un índice de compacidad: Kc = 1,593 por tanto, se trata de una cuenca de ovalo-oblonga a rectangular-oblonga **Esteban Allende** (2013).

La cuenca del río Chijra presenta dos zonas claramente definidas: *a)* su área de recepción, que comprende toda la superficie situada aguas arriba de la sección donde se forma el río Chijra, al juntarse los arroyos de la Cuesta y de la Calera; aunque a efectos prácticos esta área se puede asumir como la situada aguas arriba de la Ruta Provincial núm. 35 entre San Salvador de Jujuy y Tilcara, que atraviesa al arroyo de la Cuesta en su tramo más bajo mediante un dique badén y que supone el límite alcanzado por los asentamientos que flanquean el curso y *b)* su garganta, que inicia al comienzo del río Chijra o, con criterios prácticos, aguas abajo del citado dique-badén, para terminar en su afluencia en el Río Grande. El área de recepción no presenta ninguna intervención reseñable; pero el tramo de garganta muestra numerosas alteraciones, tanto en su pendiente como en sus secciones transversales, que afectan a la circulación de las avenidas que transitan por el mismo. Estas alteraciones tienen su origen en los numerosos asentamientos que existen a ambos márgenes del río en el paraje en cuestión, que han propiciado que se instalaran pequeños espigones o tramos cortos de malecones a ambos lados del cauce del río, para concentrar la corriente de las avenidas en su centro y de este modo proteger los citados asentamientos (Figura 1).

Para definir el clima de la cuenca del río Chijra se utilizaron los datos meteorológicos de la estación más cercana. Se trata de la estación *Augusto M. Romain* situada en San Salvador de Jujuy (latitud 24° 11’ Sur y longitud 65° 18’ Oeste y a 1.305 msnm), que pertenece al Convenio entre la Universidad Nacional de Jujuy y el Servicio Meteorológico Nacional. La distribución de las lluvias a lo largo del año responde, según **Buitrago** (2000), a un régimen monzónico, con precipitaciones de tipo orográfico y copiosas lluvias en el semestre más cálido; de modo que, a medida que aumenta la temperatura, aumentan los volúmenes de las precipitaciones y el 80% de las mismas se concentran entre los meses de noviembre a marzo (verano austral). Su módulo pluviométrico son 861 mm y las temperaturas medias oscilan entre 21ºC en enero y 10,5ºC en julio.

En cuanto a su geología, en la cuenca del río Chijra afloran sedimentos del Paleógeno superior-Neógeno, pertenecientes al Grupo Orán (**Russo**, 1972), dentro del cual existen dos Subgrupos: el Metán y el Jujuy. El Subgrupo Metán aparece de forma indiferenciada en la cuenca y está formado por sedimentos arenosos y lutíticos. El Subgrupo Jujuy lo componen areniscas y conglomerados de laminación irregular en bancos de gran potencia. También existe Cuaternario, que presenta dos formaciones **(Braun *et al*.**, 1995): *a)* el cuaternario tardío, compuesto de conglomerados gruesos mal seleccionados con intercalaciones lenticulares de arenas y arenas gravosas y *b)* el cuaternario reciente, formado por depósitos coluvio-aluviales ubicados sobre todo junto a los cauces principales; con una distribución irregular, poco espesor y caracterizado por la presencia de clastos provenientes de las sedimentitas terciarias y de los conglomerados cuaternarios retro-transportados; la heterometría es alta, con frecuencia acompañada por bloques.

La mayor parte de la cuenca del río Chijra está cubierta por un bosque natural de *Yunga* en transición, **Brown *et al.*** (2002), compuesto por especies arbóreas como, palo borracho (*Ceiba insignis)*, algarroba blanco y negro (*Prosopis alba* y *P. nigra*), quebracho blanco (*Aspidosperma quebracho-blanco)*, quebracho colorado santiagueño (*Schinopsis quebracho colorado*), sacha limón (*Fagara naranjillo)* y arbustivas como, sacha membrillo (*Capparis tweediana*), que protegen bien al suelo. Solo en el tramo inferior, anterior a su confluencia en el Río Grande, el bosque es sustituido por asentamientos, muchos de ellos en estado precario.

Para estudiar el tramo de garganta del río Chijra, en agosto de 2012 se llevó a cabo el levantamiento topográfico de 3.400 m del mismo con una estación total. A lo largo de su recorrido se levantaron 16 secciones transversales al cauce, como se aprecia en la Figura 1. La sección 1 está situada en la desembocadura del río Chija en el Río Grande a 1.242 msnm y las restantes secciones se ubican aguas arriba de ella hasta la sección 16 a 1350 m snm; esta última sección se levantó en el arroyo de la Cuesta, justo aguas abajo del dique-badén de la Ruta Provincial núm. 35.

Operaciones efectuadas para estimar el comportamiento torrencial del río Chijra

Formación de los caudales líquidos

La estimación de las avenidas del río Chijra se llevó a cabo por dos procedimientos: *a)* la Fórmula Racional y *b)* el Programa HEC-HMS, utilizando el modelo de los Números de Curva para estimar los volúmenes de escorrentía directa y el Hidrograma Unitario para calcular los caudales de avenida; ambos métodos son de uso generalizado en este tipo de aplicaciones.

Previamente, partiendo de las precipitaciones máximas en 24 horas en la estación de *Augusto M. Romain*, se confeccionaron los hietogramas sintéticos representativos de los aguaceros de la zona donde se ubica la cuenca, para los diferentes períodos de retorno seleccionados en el estudio. Para ello se utilizó el Programa CHAC (Cálculo Hidro-meteorológico de Aportaciones y Crecidas) del Centro de Estudios Hidrológicos del CEDEX, Ministerio de Fomento, España. Se establecieron las precipitaciones máximas en 24 horas para distintos periodos de retorno en dicha estación, usando siete procedimientos estadísticos diferentes; optándose para trabajar en lo sucesivo la ley de frecuencia de valores extremos generales por el método de momentos, por presentar un buen ajuste tanto para el grueso de la nube de puntos como para los valores extremos.

Las precipitaciones en intervalos de tiempos más cortos, requeridos para el diseño de los hietogramas, se obtuvieron utilizando las curvas IDF (Intensidad-Duración-Frecuencia) establecidas por **Témez** (1978), acomodadas a las circunstancias del paraje de la cuenca.

Establecidos los caudales de avenida simulados en el río Chijra para los diferentes períodos de retorno considerados, se procedió a representar las distintas superficies ocupadas por las inundaciones generadas por dichas avenidas, aguas arriba de su confluencia en el Río Grande. El procedimiento utilizado implicó diversas operaciones tanto de carácter cartográfico, como informático, hidráulico e hidrológico. En lo que se refiere a los dos últimos se empleó el programa HEC-RAS para simular la llanura de inundación, para lo que se introdujo la información obtenida del cauce del río Chijra con la estación total en el tramo de 3.400 m levantado topográficamente en el terreno, que comprende la totalidad del río Chijra y un pequeño tramo del arroyo de la Calera. Para completar el campo de las secciones, se hicieron interpolaciones cada 20 metros para tener una base de datos más amplia. A continuación se insertaron los valores de los caudales que pasan por cada sección, previamente determinados aplicando el programa HEC-HMS a las precipitaciones estimadas para cada uno de los periodos de retorno. En el programa HEC-RAS se consideró el movimiento permanente y uniforme en cada uno de los tramos comprendidos entre dos secciones transversales consecutivas de las 16 levantadas en la garganta del río Chijra, pero admitiendo que es diferente de un tramo a otro; por lo que la circulación de las avenidas se analizó como un movimiento permanente no uniforme.

Formación de los caudales sólidos y definición del estado de equilibrio del río Chijra

Los caudales sólidos incluyen: *a)* los sedimentos procedentes del lavado de la cuenca por la erosión hídrica, transportados en suspensión por las escorrentías hasta los cursos de drenaje y por las corrientes de crecida de éstos hacia la sección de salida de la cuenca y *b)* los sedimentos arrancados del lecho de los cauces por las corrientes en crecida que circulan por ellos y arrastrados por ellas aguas abajo hacia la sección de salida. La primera constituye la *carga de lavado* y a la segunda *carga del lecho* o *de fondo*. En los cursos torrenciales es fundamental conocer esta última, porque contribuye a formar la pendiente de la solera del curso, que es un parámetro esencial en el movimiento de la corriente.

La pendiente y la forma del lecho están asociadas a su *caudal generador*, que en su desplazamiento conforma la anchura del cauce en función de su magnitud, condicionado por la topografía del lugar y por la resistencia de la solera en la que discurre; en la que contribuyen la granulometría y la naturaleza de los materiales que la componen, pues su estabilidad depende de la tensión de corte que la corriente ejerce sobre ellos.

Por esta razón y manteniéndose dentro del esquema del *flujo bifásico*, tradicionalmente se ha establecido la *pendiente de equilibrio* de un cauce, tanto fluvial como torrencial, función de dos parámetros: directamente proporcional el tamaño de los materiales depositados en su lecho (normalmente definido por el diámetro medio: D_m) e inversamente proporcional al radio hidráulico de la corriente R_h (normalmente identificado por el calado medio: y_m). Una de las ecuaciones más antiguas con este esquema, experimentada en los Alpes italianos, es la de **Valentini** (1895):

$$i_c = C\frac{D_m}{R_h} \qquad \text{(Ec. 1)}$$

En la que: i_c, es la pendiente de equilibrio, $m \cdot m^{-1}$ y C es una constante, los restantes términos se han definido. Años más tarde **Valentini** (1912), basándose en datos experimentales recogidos en los torrentes del valle Valtellina (Italia), encontró un valor para la constante $C = 0{,}093$.

La ecuación de la *pendiente de equilibrio* utilizada en este estudio es la aportada por **Novak** (1988); que lo define como la pendiente que se establece cuando las fuerzas de arrastre y sustentación de la corriente, que desestabilizan los materiales depositados en el lecho, se equilibran con el peso aparente de éstos que los estabiliza; su expresión es la siguiente:

$$i_c = 0{,}0035\,\frac{2\cdot g\cdot K_3\cdot f\cdot\left(\frac{\rho_s}{\rho}-1\right)}{C_D\cdot K_1 + C_Y\cdot K_2\cdot f}\cdot\frac{D_m}{R_h} = 0{,}0035\cdot C^2\,\frac{D_m}{R_h} \qquad \text{(Ec. 2)}$$

En la ecuación 2:
K_1, es un coeficiente de forma, $K_1 = S_h/D^2$; donde: S_h, es la superficie expuesta al empuje hidrodinámico de arrastre, m^2, y D, el diámetro del sedimento, m;
K_2, es un coeficiente de forma, $K_2 = S_Z/D^2$; donde: S_Z, es la superficie expuesta al empuje hidrodinámico de sustentación, m^2, y D, el diámetro del sedimento, m;
K_3, es un coeficiente de forma, $K_3 = V/D^3$; donde: V, es el volumen del sedimento, m^3, y D, el diámetro del sedimento, m;
f, el coeficiente de resistencia del lecho al movimiento de los sedimentos;

C_D, el coeficiente hidrodinámico de arrastre;
C_Y, el coeficiente hidrodinámico de sustentación;
ρ, la densidad o masa específica del agua, Kg m^{-3};
ρ_s, la densidad o masa específica de los sedimentos, Kg m^{-3};
D_m, el diámetro medio de los sedimentos del lecho, m;
R_h, el radio hidráulico de la corriente, m;
g, la aceleración de la gravedad, $m \cdot s^{-2}$.

Novak aportó todos los valores de su ecuación, en función de la litología de los materiales constituyentes del lecho del curso torrencial, a partir de sus experiencias en torrentes de montaña de Centroeuropa, englobándolos en un único parámetro *C*; a excepción de los parámetros D_m y R_h, que se deben obtener directamente de mediciones en el terreno. En el caso del presente estudio, el valor de dicho coeficiente resultó C = 4,6

La aplicación de las ecuaciones 1 y 2 implica disponer de los valores de los parámetros R_h y D_m. El radio hidráulico se determinó en cada una de las 16 secciones levantadas topográficamente sobre el cauce del río Chijra, para los caudales de avenida correspondientes a 2 y 25 años de retorno, mediante el programa HEC-RAS, a partir de la información pluviométrica disponible. El diámetro medio: D_m de los materiales del lecho del torrente se trató de establecer mediante un procedimiento fotográfico, basado en el método de **Rosiwal** (referido por **Sarocchi *et al***., 2005 y **Millanao Balboa**, 2010), ante la carencia de la correspondiente curva granulométrica. Se obtuvieron valores de D_m en cada una de las 16 secciones transversales levantadas en la garganta de la cuenca el río Chijra; pero, cuando se intentó operar con ellos, se observó que se trataba de valores muy bajos, que no permitían establecer una correspondencia coherente con el resto de los parámetros asociados a la circulación de las avenidas.

Esta circunstancia obligó a replantear la situación; pues, aunque no se dispusiera de un diámetro característico D_m efectivo en cada sección, se disponía de su pendiente i_c, obtenida por levantamiento topográfico in situ y su radio hidráulico R_h, para las avenidas de 2 y 25 años de recurrencia; por lo que planteó determinar los hipotéticos diámetros característicos en 14 de las 16 secciones levantadas en el tramo de garganta del río Chijra, ya que no se dispuso de la pendiente en las secciones 1 y 5.

Además, se analizó el comportamiento de la corriente como un flujo saturado compuesto de agua y sedimentos (aproximación al esquema del flujo monofásico), aplicando a su conjunto la ecuación de la conservación de la cantidad de movimiento y desde esta perspectiva se definió la *pendiente de compensación* del cauce.

La formación de la *pendiente de compensación* se puede explicar desde la situación en la que la pendiente hidráulica de la corriente es la encargada de trasportar los materiales que lleva incorporados y éstos circulan con ella aguas abajo. Conforme la pendiente hidráulica disminuye, los materiales más gruesos se depositan, siendo sustituidos por otros más finos que continúan en la corriente. De este modo los sedimentos integrados en el flujo contribuyen a la formación de la solera del cauce, existiendo en todo momento una compensación entre materiales de la corriente que se depositan en el lecho y los materiales del lecho que se incorporan a la corriente; cuando dicha compensación, además de en términos de energía (capacidad de erosionar y/o transportar sedimentos), se da también por composición granulométrica y naturaleza de los materiales intercambiados, la pendiente del cauce se estabiliza. **García Nájera** (1943) lo definió como sigue: *cuando una corriente saturada pasa sobre un lecho formado por acarreos de igual naturaleza y composición granulométrica que los que constituyen el caudal sólido de la corriente, se puede afirmar que éste tiene su pendiente de compensación.* En consecuencia, la pendiente de compensación representa para la corriente el límite de su capacidad como tal para transportar la carga de sedimentos aguas abajo.

Para su cálculo **García Nájera** desarrolló una metodología basada en la resolución de un sistema formado por tres ecuaciones: *1)* la propuesta por él mismo para una corriente con arrastres, consistente una aplicación del principio de la *conservación de la cantidad de movimiento* a un flujo con sedimentos; *2)* la ecuación de transporte máximo para una corriente con arrastres y *3)* una ecuación relacionando la tensión de arrastre de la corriente τ con las distintas velocidades que toman los elementos que componen el flujo; en concreto, la velocidad del agua limpia *u*, la velocidad de la suspensión *v* y la velocidad de los sedimentos v_a. El resultado final de dicha metodología se sintetiza en la ecuación siguiente:

$$j = \frac{g \cdot u^3}{2 \cdot C_s^{\,2} \cdot q} \qquad \text{(Ec. 3)}$$

En la ecuación 3:
j, es la pendiente de compensación (que se presenta con diferente notación respecto de la pendiente de equilibrio, para significar que son diferentes), $m \cdot m^{-1}$;
g, la aceleración de la gravedad, $m \cdot s^{-2}$;
u, la velocidad del agua limpia en la corriente, $m \cdot s^{-1}$

$C_s = C \cdot \left[\frac{\gamma^3}{(1+\alpha)\cdot(\gamma+\alpha\cdot\gamma_s)^3} \right]^{1/2}$ es el coeficiente de Bazin *C* modificado. Los términos γ y γ_s, representan los pesos específicos del flujo y de los sedimentos respectivamente en $N \cdot m^{-3}$; α, la concentración de sedimentos en la corriente, en tanto por uno;

$q = \frac{Q \cdot g}{2 \cdot B}$, en la que *Q* es el caudal generador del lecho ($m^3 \cdot s^{-1}$) y *B* la anchura media del cauce (m).

RESULTADOS

Caudales líquidos

Los resultados de los caudales punta de avenida simulados en el río Chijra para diferentes periodos de recurrencia, utilizando cada uno de los procedimientos seleccionados (la Fórmula Racional y el Programa HEC-HMS), se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1* – Caudales punta de avenida simulados en el río Chijra para diferentes periodos de retorno, con la Fórmula Racional y mediante el Programa HEC-HMS, utilizando el método del NC para establecer las escorrentías directas y el Hidrograma Unitario para determinar los caudales. *(Simulated flood peak flows in the Chijra river for different return periods, with the Rational Method and the HEC-HMS software (using the CN method to set up direct runoff and UH to determine flow rates).

T	$P_{máx24h}$	I	Q_p (F. R.)	Q_p (HEC-HMS)
años	mm	$mm \cdot h^{-1}$	$m^3 \cdot s^{-1}$	$m^3 \cdot s^{-1}$
2	77	23,00	119,5	108,1
5	95	28,37	147,4	166,7
10	104	31,06	161,4	197,7
25	112	33,45	173,8	226,1
50	117	34,94	181,6	244,0
100	122	36,44	189,3	262,4
200	125	37,33	194,0	273,3
500	128	38,23	198,7	284,6

Comparando ambos procedimientos de determinación de los caudales punta de avenida, la Fórmula Racional aporta un valor más alto que el Programa HEC-HMS para el periodo de recurrencia de 2 años, pero inferior para los restantes periodos. Para los cálculos posteriores en el estudio se adoptaron los valores obtenidos con el Programa HEC-HMS.

La Figura 2, apartados *a. b.* y *c.*, muestra las superficies ocupadas por las previsibles inundaciones causadas por los caudales punta de avenida del río Chijra, establecidas para los

diferentes períodos de retorno considerados, en el tramo de garganta anterior a su afluencia en el Río Grande.

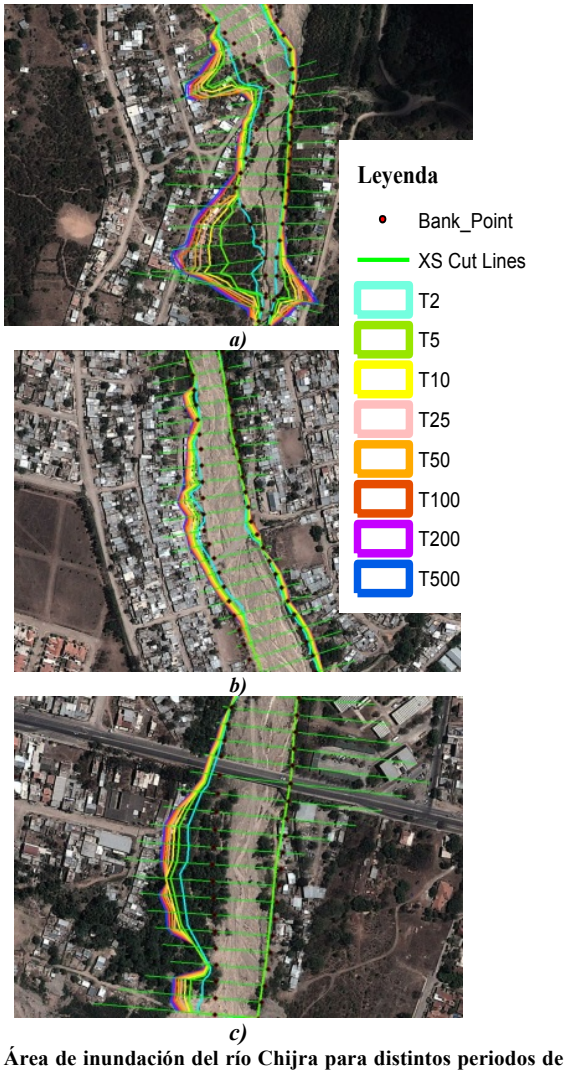


Figura 2.* Área de inundación del río Chijra para distintos periodos de retorno aguas arriba de su afluencia en el Río Grande de Jujuy: a) en la zona situada al inicio de su garganta; desde la confluencia de los dos arroyos que dan lugar al río Chijra hasta un estrechamiento natural de su cauce situado aguas abajo; b) en el tamo medio de la garganta, que se inicia con un estrechamiento natural del cauce del río; c) en el tramo del río más próximo a su confluencia en el Río Grande de Jujuy. *(Floodplain of Chijra river for different return periods upstream from its inflow into Río Grande: a) in the area up in its gorge; from the confluence of the two streams that form the Chijra river to a natural narrowing; b) in the middle section of the gorge, which starts with a natural narrowing of the river channel; c) in the section of the river nearest to their confluence of the Río Grande of Jujuy).

La imagen *a* se corresponde con la zona situada desde el inicio de la garganta, donde confluyen los dos arroyos que dan lugar al río Chijra, hasta un estrechamiento natural de su cauce situado aguas abajo; La imagen *b* se refiere al tramo medio de la garganta, que inicia en el citado estrechamiento natural del cauce del río y la imagen *c*, corresponde al tramo del río más próximo a su confluencia en el Río Grande de Jujuy.

Caudales sólidos: pendiente del río Chijra en el tramo de la garganta

Se centrará exclusivamente a la estabilidad de la pendiente del río Chijra, por considerar el aspecto que requiere una mayor explicación. La Tabla 2 muestra los resultados obtenidos con los trabajos de campo en cada una de las secciones del tramo de garganta del río Chijra (columna 1); el D_{50} de los materiales del lecho en cada sección obtenidos con el procedimiento fotográfico (columna 2); la pendiente del lecho en cada sección levantada topográficamente (columna 3); el ancho medio de cada sección (columna 4) y el área de la cuenca vertiente a cada sección (columna 5).

Tabla 2* – Principales parámetros en las secciones levantadas topográficamente en la garganta del río Chijra *(Main parameters of sections surveyed in the gorge of Chijra river).

Sección	D_{50} m	Pendiente $m \cdot m^{-1}$	Ancho cauce m	Área vertiente Km^2
1	0.039	-	48.82	39.38
2	0.031	0,0215	67.08	39.33
3	0.029	0.0332	73.66	37.46
4	0.024	0.0332	55.78	36.93
5	0.020	-	40.18	36.79
6	0.027	0.0260	56.44	36.71
7	0.035	0.0190	87.50	36.46
8	0.031	0.0133	78.30	36.17
9	0.031	0.0056	74.34	34.63
10	0.037	0.0216	86.55	34.35
11	0.029	0.0013	17.88	34.32
12	0.031	0.0014	8.08	34.27
13	0.025	0.0194	11.49	34.24
14	0.031	0.0194	54.34	32.98
15	0.028	0.0274	23.33	14.23
16	0.034	0.0276	74.09	14.14

La Figura 3 muestra los diámetros característicos D_m en cada sección de la garganta del río Chijra, en función de la pendiente del terreno en la misma i_c, levantada topográficamente, y el radio hidráulico correspondiente a las avenidas de periodos de retorno de 2 años (puntos azules) y de 25 años (puntos rojos); así como sus rectas de valores medios. La línea verde representa los diámetros característicos en las secciones referidas, obtenidas directamente por método fotográfico de **Rosiwal** (**Sarocchi *et al.***, 2005).

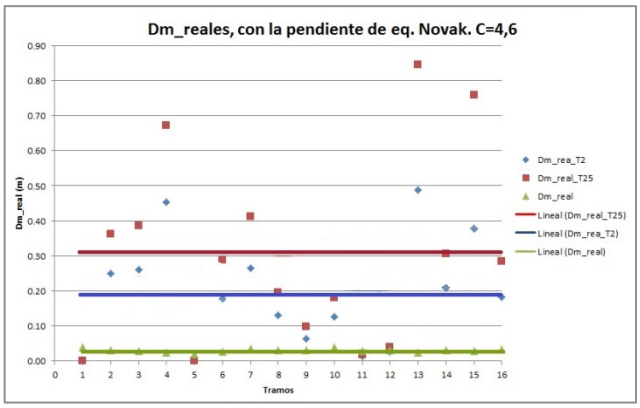


Figura 3.* Diámetros característicos en función del radio hidráulico en las distintas secciones de la garganta del río Chijra levantadas topográficamente (para la avenida de periodo de retorno de 2 años, azul; para la avenida de periodo de retorno de 25 años, rojo). Los diámetros característicos obtenidos directamente por método fotográfico en verde. Las líneas representan los valores medios. *(Characteristic diameters related to hydraulic radius in different sections surveyed in the gorge of Chijra river (for flood of 2 years of return period, blue; for flood of 25 years of return period, red). Characteristic diameters of sections mentioned, obtained by photographic Rosiwal´s method, green. The lines represent average values).

Las Tablas 3 y 4 muestran las pendientes de compensación *j* (columna 6) en cada una de las secciones de la garganta del río Chijra, para los caudales de avenida de 2 y 25 años de recurrencia respectivamente. En ambas tablas se asume que la pendiente de equilibrio i_c (columna 5) es la que presenta actualmente el terreno, es decir, la obtenida con el levantamiento topográfico.

Tabla 3. Pendientes de compensación en las diferentes secciones levantadas topográficamente en la garganta del río Chijra para un caudal generador de 108,1 $m^3 \cdot s^{-1}$, periodo de retorno de 2 años. (*Compensation slope in different sections surveyed in the gorge of Chijra river for a channel creator flow (bank full) of 108.1 $m^3 \cdot s^{-1}$, return period of 2 years)*

Secc.	Q $m^3 \cdot s^{-1}$	Ancho m	Radio hidráulico m	Pendiente real-equilibrio $m \cdot m^{-1}$	Pendiente compens. $m \cdot m^{-1}$
1	108.1	48.8	0.70	-	-
2	108.1	67.1	0.86	0,022	0.020
3	108.1	73.7	0.58	0.033	0.022
4	108.1	55.8	1.01	0.033	0.032
5	108.1	40.2	0.67	-	-
6	108.1	56.4	0.51	0.026	0.013
7	108.1	87.5	1.03	0.019	0.026
8	108.1	78.3	0.73	0.013	0,011
9	108.1	74.3	0.84	0.006	0.005
10	108.1	89.6	0.43	0.022	0.012
11	108.1	17.9	0.73	0.001	0.001
12	108.1	8.10	1.44	0.002	0.001
13	108.1	11.5	1.86	0.019	0.012
14	108.1	54.3	0.80	0.019	0.014
15	108.1	23.3	1.02	0.027	0.015
16	108.1	74.1	0.49	0.028	0.016

Tabla 4. Pendientes de compensación en las diferentes secciones levantadas topográficamente en la garganta del río Chijra para un caudal generador de 226,1 $m^3 \cdot s^{-1}$, periodo de retorno de 25 años. *(Compensation slope in different sections surveyed in the gorge of Chijra river for a channel creator flow (bank full) of 226.1 $m^3 \cdot s^{-1}$, return period of 25 years)*

Secc.	Q $m^3 \cdot s^{-1}$	Ancho m	Radio hidráulico m	Pendiente real-equilibrio $m \cdot m^{-1}$	Pendiente compens. $m \cdot m^{-1}$
1	226.1	48.8	1.09	-	-
2	226.1	67.1	1.25	0,022	0.018
3	226.1	73.7	0.86	0.033	0.023
4	226.1	55.8	1.50	0.033	0.029
5	226.1	40.2	1.00	-	-
6	226.1	56.4	0.82	0.026	0.013
7	226.1	87.5	1.61	0.019	0,024
8	226.1	78.3	1.09	0.013	0.010
9	226.1	74.3	1.31	0.006	0.005
10	226.1	89.6	0.62	0.022	0.011
11	226.1	17.9	1.03	0.001	0.001
12	226.1	8.10	2.07	0.002	0.001
13	226.1	11.5	3.23	0.019	0,013
14	226.1	54.3	1.17	0.019	0.013
15	226.1	23.3	2.05	0.027	0.019
16	226.1	74.1	0.76	0.028	0.015

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Atendiendo al desnivel de 80 m desde el nacimiento del río Chijra, en la unión de los arroyos de la Cuesta y de la Calera, hasta su desembocadura en el Río Grande de Jujuy, y a los 3030 m de longitud del tramo en cuestión, la pendiente del río resulta: i = 0,0264 $m \cdot m^{-1}$; una pendiente relativamente importante.

Pero si se define la pendiente del tramo anterior como la media de las pendientes obtenidas en las 13 secciones levantadas en la garganta del río Chijra (Tabla 2) su valor se reduce hasta i = 0,0186 $m \cdot m^{-1}$. Se han excluido las secciones 1 y 5 en las que no se midió la pendiente y la sección 16 que corresponde al arroyo de la Cuesta. Ésta pendiente se corresponde con un anchura media del cauce del río de b = 53,81 m. (media de los anchuras de los perfiles transversales levantados topográficamente).

Es asumible considerar la pendiente i = 0,0186 $m \cdot m^{-1}$ como la *pendiente de equilibrio* actual del tramo en cuestión, por ser la que existe en el lugar condicionada por los últimos episodios torrenciales ocurridos en el río y las alteraciones causadas en su morfología por los asentamientos ubicados en sus márgenes.

Cuando a un flujo sin sedimentos se le reduce el ancho de su sección de evacuación, éste responde incrementando su velocidad y calado y provocando una erosión remontante en su lecho. Pero si el flujo transporta sedimentos, al efecto anterior se le añade la deposición de parte del material transportado sobre el propio lecho en el tramo final de la conducción, coincidiendo con la expansión del flujo, elevando con ello la cota de su solera y reduciendo la pendiente del tramo en cuestión. El río Chijra transporta sedimentos en sus crecidas y, además, ha sufrido un estrechamiento de su cauce por los asentamientos ubicados a ambos márgenes del mismo, reforzado por los pequeños espigones y tramos cortos de malecones que se han ido construyendo en ellos, para que los flujos de avenida se dirijan hacia el centro del cauce; lo que ha provocado que su pendiente haya pasado del original: i = 0,0264 $m \cdot m^{-1}$ a su actual i_c = 0,0186 $m \cdot m^{-1}$, acercándose a su pendiente de compensación, acorde con el nuevo valor del ancho de su cauce.

Asumida como la pendiente de equilibrio actual del río Chijra, i_c = 0,0186 $m \cdot m^{-1}$; dicha pendiente está condiciona por: *a)* la anchura del cauce; *b)* los radios hidráulicos R_h en cada una de las secciones levantadas topográficamente in situ, para las avenidas del río Chijra de 2 y 25 años de retorno y *c)* los diámetros característicos medios D_m definidos para dichas secciones en función de la pendientes del lecho en las mismas y de las avenidas que circulan por ellas con retorno de 2 y 25 años. Se trata de una pendiente real, que aunque no se corresponda con el perfil de equilibrio que tenía en el pasado, es la que presentaba del río en julio de 2012.

Comparando las pendientes de equilibrio i_c (obtenidas topográficamente en el cauce del río en cada una de las secciones), con las pendientes de compensación j en las mismas secciones, determinadas para la avenida del río Chijra de 2 años de recurrencia (Tabla 3), se observa que éstas últimas resultan más bajas en todas ellas (salvo en la sección 7, que se explica por tratarse de una sección anterior a un estrechamiento, lo que condiciona a una elevación del calado y la consiguiente reducción de la pendiente), siendo su valor medio para el río Chijra (tras suprimir la sección 16, por encontrarse en el arroyo de la Cuesta) de j = 0,014 $m \cdot m^{-1}$. Operando de igual modo para las avenidas del río Chijra de 25 años de recurrencia (Tabla 4), se ha obtenido la pendiente de compensación media del río Chijra: j = 0,013 $m \cdot m^{-1}$. A mayor avenida, menor resulta la pendiente de compensación, como es lógico, pues la corriente tiene más energía.

Entre la *pendiente de equilibrio* y la *pendiente de compensación* la diferencia es la siguiente: *a)* la *pendiente de equilibrio* es el resultado de un equilibrio de fuerzas, que permite permanecer estable a una disposición granulométrica y geométrica concreta del lecho, ante la tensión de corte que le ejerce la corriente que circula por él y *b)* la *pendiente de compensación* es el resultado de la conservación de la cantidad de movimiento de un flujo saturado de sedimentos, que puede intercambiarlos con los sedimentos del lecho por el que circula y ha alcanzado una compensación de los mismos en energía, naturaleza y composición granulométrica, lo que le permite al lecho mantener invariable su pendiente. Se trata de la pendiente mínima que el curso necesita para mantenerse como tal, cuando transporta una determinada carga de sedimentos; por debajo de esa pendiente se produce un depósito de sedimentos en el lecho y el curso genera nuevos cauces o derramaderos para su evacuación. Mientras la pendiente del río Chijra sea mayor que su pendiente de compensación, para el caudal generador de referencia, la corriente sigue su curso.

En la situación actual y tomando como caudales generadores del lecho los de las avenidas del río Chijra de 2 y 25 años de retorno, para las condiciones actuales de anchura del cauce y granulometría del lecho, se ha establecido una pendiente de compensación entre j = 0,014-0,013 m·m^{-1}. Pero, en su origen, el río Chijra tenía la pendiente de compensación proporcionada por la naturaleza: j = 0,0264 m·m^{-1}; porque en la situación original no existen límites para los caudales de avenida, ni el cauce presenta los contornos actuales, ni los materiales transportados tienen límite de tamaño para eventos extraordinarios. La *pendiente de equilibrio* y de *pendiente de compensación* son conceptos elaborados científicamente, dentro de una investigación finalista, para tratar de definir el grado de seguridad ante un hipotético riesgo. La pendiente de compensación, sea la originaria o la actual, permite entender la cantidad de sedimentos que el río Chijra puede incorporar a su corriente y ésta mantenerse como tal, hasta confluir en el Río Grande.

En el pasado conforme la corriente del río Chijra se acercaba hacia el Río Grande, los sedimentos transportados eran más finos, lo que facilitaba en situaciones de avenidas que la corriente del Río Grande integrase la carga sólida del río Chijra en su propio caudal sólido y transportara conjuntamente la suma total de sedimentos aguas abajo. Cuando ocurrieran eventos torrenciales extremos en la zona, llegaban todo tipo de materiales; pero en tales situaciones también la corriente de avenida del Río Grande resultaba extraordinaria y con capacidad para incorporarlos, impidiendo con ello la acumulación de sedimentos en la confluencia de ambos ríos.

Este proceso, se mantiene, aunque se haya alterado ligeramente en los últimos años. Entre las causas de esta alteración están las modificaciones efectuadas al ancho del cauce del río Chijra; que han provocado el depósito de sedimentos en las secciones del río Chijra próximas al Río Grande, dificultando (aunque de momento no impidiendo) que la corriente de las avenidas de este último evacue la carga de fondo proporcionada por el río Chijra y alterando las características del flujo en dicho punto; lo que ha ocasionado inundaciones en el lugar en los últimos veranos australes. En este problema también habría que considerar el comportamiento climático de la zona en los últimos decenios y su incidencia en las avenidas del Río Grande, la cuestión conocida como cambio climático; pero en lo que sigue se limita a comentar las medidas a tener en cuenta en el territorio para paliar en lo posible los riesgos diagnosticados.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Se comienza exponiendo las limitaciones con las que se inició el estudio: *a)* Los únicos datos meteorológicos disponibles para simular las avenidas del río Chijra, fueron los de la estación meteorológica *Augusto M. Romain,* a falta de un pluviómetro en su cuenca; *b)* Tampoco se dispuso de una estación de aforo en la cuenca que permitiera calibrar los valores obtenidos con las simulaciones de las avenidas; por tanto, dichos valores deben incluirse en el rango de las estimaciones; *c)* Ante la falta de una curva granulométrica de los materiales del lecho, se intentó establecer su granulometría media D_m utilizando un procedimiento geomorfológico basado en fotografías sistemáticas tomadas al lecho; pero su resultado no respondió a las expectativas, lo que obligó a plantear el procedimiento *ad hoc* descrito en la comunicación para solventar este problema.

La solución de las limitaciones apuntadas puede ser la primera recomendación del estudio; pero éste se inició contando con ellas y el propósito era iniciar un proceso de diagnóstico de los efectos torrenciales en el río Chijra con la información disponible, para enfocar soluciones ante sus posibles riesgos. En síntesis, identificar los procesos, aunque no se llegase a cuantificar sus efectos y seleccionar la parte de la experiencia adquirida en este río Chijra, que podría extenderse a otros pequeños cursos torrenciales andinos.

Como se ha comentado, la cuenca del río Chijra presenta dos zonas: *a)* la situada aguas arriba de la unión de los arroyos de la Cuesta y de la Calera que dan origen al río e incluye su área de recepción o dominante y *b)* la ubicada aguas abajo de la anterior, que constituye su garganta. La primera conserva el bosque de *yunga* que ocupa prácticamente toda su superficie y los cursos que lo drenan no se encuentran alterados, salvo pequeñas afecciones puntuales en su zona más baja, que no son motivo de preocupación. La segunda se encuentra intervenida con numerosos asentamientos a ambos lados del río Chijra, que dispone de múltiples dispositivos a lo largo de sus márgenes, para dirigir las corrientes de avenida hacia el centro del cauce y proteger con ello los asentamientos.

Centrándose específicamente en las conclusiones, se señalan:

a) En el área de recepción de la cuenca se debe asegurar: *1)* La conservación del bosque natural de *yunga* para que, ante eventos torrenciales en la cuenca, se mantenga una buena regulación de las escorrentías directas y una reducción de los caudales de avenida en sus cauces; además de moderar la erosión superficial en la cuenca y disminuir con ello la emisión de sedimentos en suspensión al río Chijra. *2)* El mantenimiento en buen estado del dique-badén que forma parte de la Ruta Provincial núm. 35 entre San Salvador de Jujuy y Tilcara porque, al margen de los problemas que causaría la interrupción de la ruta, esta estructura actúa de dique de cierre de una gran parte del área dominante de la cuenca e impide que se propague la erosión remontante aguas arriba en el arroyo de la Cuesta, asegurando su estabilidad geomorfológica. La rotura de este badén, si no es reparado puntualmente, además de activar la erosión remontante aguas arriba, generaría problemas serios aguas abajo, por la concentración del flujo en las zonas de rotura, pues dinamizaría los efectos geo-torrenciales en el río.

b) Las recomendaciones específicas para la garganta de la cuenca son más complicadas de establecer, porque los riesgos a los que está sometida dependen de la magnitud e intensidad de las avenidas que incidan en ella y afectan de distinta manera a las diferentes superficies ocupadas por los asentamientos; pero es importante señalar que, en cualquier caso, la solución al problema se debe encontrar en la misma garganta; porque la superficie situada aguas arriba proporciona con el bosque de yunga, cuya conservación se ha recomendado, prácticamente toda la protección posible.

b-1) Desde el punto de vista de los trabajos de gabinete, la metodología desarrollada en este estudio para identificar la expansión superficial de las avenidas, ha puesto en evidencia la utilidad de compaginar la información que se pueda obtener a través de fuentes como el Google-earth, con los trabajos topográficos levantados sobre el terreno, para delimitar mejor las áreas de inundación de las avenidas del río Chijra establecidas para los diferentes periodos de retorno y precisar con mayor detalle los riesgos en los asentamientos localizados en esta zona de garganta.

b-2) El levantamiento topográfico efectuado al cauce del río Chijra ha resultado determinante; porque ha permitido conocer su pendiente actual (en julio de 2012) y el incremento de cota experimentado por la solera del río a causa de la sedimentación, producida durante las avenidas. Esta elevación del lecho del río Chijra reduce su desnivel anterior y aumenta el riesgo de inundación ante futuras avenidas para los asentamientos ubicados en la zona.

b-3) Tanto los trabajos de elaboración de los mapas de inundación de las avenidas del río Chijra para diferentes periodos de retorno (Figura 2.*a*, *b*, *c*), que permiten orientar sobre el alcance de las áreas inundadas en función de dichos periodos, como el levantamiento topográfico del tramo de garganta del río Chijra (Figura 1), aunque resulten laboriosos, son fundamentales para conocer los riesgos por inundación, aterramiento y desestabilización del sistema de drenaje en el área dominada de la cuenca del río Chijra y, en consecuencia, para definir el dominio

público hidráulico en dicha zona; a cuya delimitación en una primera aproximación pretende contribuir el estudio.

b-4) En su estado actual, la garganta de la cuenca del río Chijra es un superficie potencialmente inundable, cuya seguridad está condicionada a las facilidades de desagüe de las avenidas del río Chijra en el Río Grande de Jujuy. En el pasado la pendiente y anchura del río Chijra resultaban sobradas para desaguar sus caudales líquido y sólido en el Río Grande, cualquiera que fuera la recurrencia de su avenida; pero la presencia de los asentamientos ha alterado tanto la anchura del cauce por el que circula el río, como su pendiente en todo su recorrido.

b-5) Desde el punto de vista teórico, la pendiente mínima que debe mantener el río Chijra para asegurar la emisión de sedimentos al Río Grande es su *pendiente de compensación*. Ésta pendiente está condicionada al caudal de cálculo (por tanto depende de la avenida considerada), a la anchura media del cauce y a la naturaleza y granulometría de los materiales del cauce. Este estudio aporta un valor de j = 0,014 m·m^{-1} para un caudal de avenida de 2 años de retorno (108,1 m^3·s^{-1}) y j = 0,013 m·m^{-1} para un caudal de avenida de 25 años de retorno (226,1 m^3·s^{-1}). Se trata de valores que han de entenderse en el ámbito de la estimación; pero señalan con claridad que no se puede continuar restringiendo el cauce del río. Las obras de protección de los márgenes para evitar la inundación de los asentamientos, resultan efectivas para pequeñas crecidas del río; pero conforme se incrementa el caudal de avenida, el riesgo de inundación aumenta; porque se desestabiliza el cauce y éste puede provocar cambios en la dirección del flujo y conducirlo de forma descontrolada hacia las zonas de los asentamientos.

Tratándose de recomendaciones:

a) Una recomendación, evidentemente práctica y en cierto modo ajena al estricto ámbito de la hidráulica torrencial, es la protección que debe darse a las infraestructuras básicas (puentes, caminos, etc.) ubicadas en el área dominada del río Chijra, sobre todo la que se encuentra más próxima a su desembocadura en el Río Grande de Jujuy; para que ante situaciones de emergencia (avenidas importantes) estén en plenas condiciones de servicio y permitan evacuar a la población si llegara a ser necesario; si bien esta recomendación se complementa con todas las anteriores.

b) En lo que se refiere a las recomendaciones que se podrían extender a otros cursos de América Latina de características similares (en primer lugar, como es lógico, a cursos de la Provincia de Jujuy), se señala que aunque el procedimiento utilizado en el estudio de esta cuenca resulta válido; se debe asumir que cada curso torrencial y su cuenca vertiente tienen sus propias peculiaridades, que es preciso conocerlas *in situ* para poder aproximarse al diagnóstico de su comportamiento en caso de avenidas.

AGRADECIMIENTOS

La iniciativa de este estudio surgió al término del año 2011, tras la concesión de una ayuda solicitada a la UPM en el marco de la *Convocatoria de Subvenciones y Ayudas para Acciones de Cooperación Universitaria para el Desarrollo de la UPM*, aprobada con fecha de 21 de diciembre de 2011 (BOCM de 22 de diciembre). Esta ayuda permitió que dos becarios de la UPM se desplazaran a Jujuy para abordar, entre otras acciones, la que es objeto de este artículo. Pero el estudio no hubiera sido posible, si la ayuda en cuestión no se hubiera canalizado a través del equipo que estaba desarrollando la Acción Integrada para el fortalecimiento institucional titulada *Implementación de una unidad de estudio, monitorización y control de cuencas hidrográficas, con la finalidad de apoyar la toma de decisiones en la gestión a medio y largo plazo en la provincia de Jujuy (Argentina)* desde 2009, formado por profesores de la Universidad Politécnica de Madrid (España) y de la Universidad Nacional de Jujuy (Argentina) y financiada por la Agencia Española de Cooperación Internacional y Desarrollo (AECID).

REFERENCIAS

Braun, R., Canelada, A., Chalabe, S., & Picchetti, L. (1995). Diagnóstico ambiental del eje San Salvador de Jujuy – Palpalá, Universidad Nacional de Jujuy, Jujuy. Argentina.

Brown, A., Grau, A., Lomáscolo, T., & Gasparri, N. (2002). Una estrategia de conservación para las selvas subtropicales de montaña (Yungas) de Argentina.

Buitrago, L. G. (2000). El clima de la provincia de Jujuy. Cátedra de Climatología y Fenología Agrícolas, Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Jujuy.

Centro de Estudios Hidrográficos (2013) Programa CHAC (Calculo hidro-meteorológico de Aportaciones y Crecidas. CEDEX, Ministerio de Fomento. Madrid.

Esteban Allende, D. (2013) Estudio del comportamiento hidrológico y geo-torrencial de la cuenca del río Chijra, tributario al Río Grande de Jujuy (Argentina). Trabajo Fin de Carrera. 121 pp. 2 Anexos. E.T.S. Ingenieros de Montes. UPM. Madrid

García Nájera, J. (1943, 1962, 2ª edición). *Principios de hidráulica torrencial y su aplicación a la corrección de torrentes,* 297 pp., Instituto Forestal de Investigaciones y Experiencias. Madrid

Hydrologic Engineering Centre (1998) HEC-RAS *River Analysis System*, version 2.2, Davis.

Hydrologic Engineering Centre (2001) HEC-HMS *Hydrologic Modelling System,* U.S. Army Corp of Engineering, Washington D.C.

Millanao Balboa, C. B. (2010). Determinacion de la granulometría del lecho de un cauce de montaña a través del uso de fotografias digitales. Universidad Austral de Chile. Valdivia. Chile.

Mintegui Aguirre, J. Á., Lenzi, M. A., Robredo Sánchez, J. C., & Mao, L. (2006). *Movilización versus estabilización de los sedimentos en los cursos sometidos a la dinámica torrencial,* 143 pp., Serie Técnica, Organismo Autónomo Parques Nacionales. Madrid.

Novak, L. (1988). Estimation of a permanent slope in the streams. *Interpraevent Congress*, *3*, pp. 103-118. Graz, Austria.

Russo, A. (1972). La estratigrafia terciaria del Noroeste argentino. *V Congreso Geológico Argentino.* Buenos Aires.

Sarocchi, D., Borselli, L., & Macías, J. L. (2005). Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 22*(3), 371-382.

Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable (2005). Informe Regional Selva Tucumano Boliviana. *Primer Inventario Nacional de Bosques Nativos*. Proyecto de Bosques Nativos y Áreas Protegidas, Préstamo BIRF 4085-AR.

Temez Pelaez, J. (1978). *Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuancas naturales.* Centro de estudios Hidrográficos. CEDEX, Madrid

Valentini C. (1895) Del modo di determinare il profilo di compensazione e sua importanza nelle sistemazioni idrauliche, *Il Politecnico*, 4, pp. 217-224.

Valentini C. (1912) *Sistemazione dei torrenti e dei bacini montani,* Hoepli, Milano, Italia.

Evaluación de la variabilidad de parámetros fisicoquímicos y bacteriológicos del agua de un río

Assessment of the variability in physicochemical and bacteriological parameters of a river

Carmen Capilla[(1)]
[(1)]Universidad Politécnica de Valencia, Camino de Vera, s/n, 46022 Valencia, España, ccapilla@eio.upv.es

SUMMARY

The study discussed here used multivariate statistical methods to interpret a data set obtained during monitoring of the Ebro River (Spain). The study analyzed 12 physicochemical and bacteriological variables in water samples collected every month for six years from seven sampling sites at locations where the river has been affected by human-induced and seasonal influences. Principal Component Analysis was applied to the data matrix to extract the parameters that are most important for assessing variation in water quality. Four principal factors were identified as being responsible for the data structure, collectively explaining over 78% of the total variance in the water-quality data. These factors were nutrients (34,7%), sewage and fecal contamination (18,4%), physicochemical sources of variability (16,6%), and wastewater pollution from industrial and organic loads (9,1%). An analysis cluster is applied to study similarities between the seven sampling sites. This approach is also used to analyze the relationships between the seven variables.

1. INTRODUCCIÓN

La calidad del agua de los recursos disponibles puede degradarse por el impacto de las actividades humanas y los fenómenos naturales. Con el fin de controlar y evitar en la medida de lo posible episodios críticos de contaminación del agua, las administraciones adoptan planes y normativas. La directiva europea 2008/105/EC de diciembre de 2008 establece estándares de calidad medioambiental en el campo de la gestión del agua. Su adopción ha implicado la implementación de planes de gestión en la mayoría de los ríos europeos (Brils et al., 2010; Cruz et al., 2010).

Los vertidos de aguas residuales industriales y las escorrentías de áreas agrícolas que drenan hacía el río, contribuyen significativamente a su contaminación (Singh et al. 2005). Los efluentes urbanos e industriales son fuentes importantes de nutrientes y compuestos químicos que se encuentran en los ecosistemas acuáticos. Las concentraciones elevadas de los tóxicos químicos y los niveles excesivos de los nutrientes disponibles biológicamente pueden ocasionar un amplio rango de problemas, incluyendo blooms tóxicos de algas, muerte de peces por falta de oxígeno, pérdida de plantas acuáticas y arrecifes de corales, y una disminución global de la biodiversidad (Voutsa et al. 2001).

El seguimiento de los planes de prevención de la contaminación de los ríos, exige la medición y análisis continuo de los parámetros fisicoquímicos y microbiológicos que determinan la calidad del agua (Bonde, 1977; Ramteke et al. 1994). Los niveles de oxígeno disuelto (OD) y demanda biológica de oxígeno (DBO) son indicadores habituales del estado de contaminación de los sistemas acuáticos, aunque algunas veces hace falta más información para caracterizar ese estado (Voznaya, 1981). La calidad global del agua se determina también con sus propiedades físicas, químicas y biológicas, junto al análisis de un gran numero de variables cuantificables (Boyacioglu, 2006). Los estudios a largo plazo y los porgramas de monitorización proporcionan una conocimiento mejor sobre la hidroquímica y polución del río, pero producen bases de datos a menudo difíciles de interpretar (Dixon y Chiswell, 1996).

La reducción de datos y la interpretación de medidas físicas y químicas, se puede conseguir aplicando métodos de análisis multivariante (Massart et al. 1988, Wenning y Erikson, 1994), como el análisis de componentes principales (ACP) o el análisis cluster (Massart y Kaufman, 1983). El ACP permite reducir el número de dimensiones del conjunto de datos, reteniendo las características de los mismos que contribuyen más a su variabilidad. En los últimos años muchos estudios han aplicado este método para interpretar parámetros de calidad del agua. Helena et al (2000) investigaron la evolución de la composición de aguas subterráneas del acuifero aluvial del rio Pisuerga (España). Aplicaron ACP para procesar un conjunto de datos cuantitativos analíticos. El ACP se puede utilizar para comparar pautas de composición entre sistemas acuáticos, y para identificar los factores de influencia en cada uno (Simeonov et al. 2003). Ouyang (2005) usó el método de ACP para evaluar la efectividad de la red de monitorización de la calidad del agua en superficie de un río, siendo las variables evaluadas las estaciones de medición. Identificó las estaciones que tenían importancia en la variabilidad anual de la calidad del agua. Mishra and Tripathi (2009) aplicaron el ACP para analizar una base de datos grande y compleja obtenida mediante monitorización del río Ganges en Varanasi, India. Extrajeron los factores que tenían importancia para evaluar las variaciones en la calidad del agua. Ma et al (2010a) propusieron un modelo que combinaba el PCA con métodos de entropía de la información para obtener los pesos de los indicadores de la calidad del agua. El modelo propuesto se aplicó para evaluar dicha calidad en el agua reutilizada del río Jinshui en el año 2009 y en la ciudad de Zengzhou (China). Ma et al (2010b) usaron el ACP basado en el parámetro τ de Kendall para evaluar la seguridad del agua de la cuenca hidrográfica del rio Haihe (China).

Este trabajo presenta la aplicación de métodos estadísticos multivariantes, para analizar e interpretar datos fisicoquímicos y bacteriológicos relacionados con la calidad del agua del río Ebro. Se aplica el ACP para estudiar la estructura de correlaciones de los datos, y obtener el conjunto de parámetros independientes más importantes que evalúan las variaciones de la calidad del agua. A continuación se utiliza el análisis cluster para determinar qué estaciones de muestreo están más relacionadas. Se extiende este método para agrupar las variables en estudio.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

La base de datos estudiada fue obtenida en la cuenca del río Ebro (España). Dicha cuenca está situada en el noreste de la península ibérica, ocupando una superficie total de 86100 Km^2 (Barceló y Petrovic, 2011). Es la mayor cuenca hidrográfica de España, y supone un 17,3% de su superficie total. El río desemboca en un delta en el mar Mediterráneo en Tortosa, a 180 km al sur de Barcelona. Es el río más caudaloso de España y el segundo de la península ibérica (caudal medio de 600 m^3/s). El Ebro es un río típicamente mediterráneo, de caracter irregular. A finales de verano tiene fuertes estiajes en toda la cuenca, llegando incluso a llevar una décima parte de su caudal medio. El Ebro sufre sus crecidas más frecuentes en la estación fría, de octubre a marzo, aunque a veces se prolongan en el tramo final hasta mayo; las de estación fría suelen estar ligadas al régimen pluvial oceánico, mientras que

las ocurridas en primavera son fruto de la fusión de la nieve de los Pirineos. Los estiajes se producen en verano: de julio a octubre, en Miranda de Ebro y de fines de agosto y primeros de septiembre en Tortosa. Se pueden producir crecidas por el deshielo de los importantes afluentes pirenaicos, o como consecuencia de la gota fría otoñal por la aportación de las ramblas y afluentes de su curso bajo. En cualquier caso, el problema de las inundaciones y desbordamientos se ciñe hoy en día al tramo medio del Ebro, que ha sufrido las consecuencias de sus riadas incluso en el siglo XXI.

Las aguas del Ebro se aprovechan en numerosos puntos para el regadío. La intensa actividad agrícola e industrial de su entorno ocasiona episodios de importante contaminación. Los problemas de calidad del agua más importantes son la salinización por procesos naturales, así como la contaminación por el riego. Las actividades antropogénicas tienen una gran influencia en las características biogeoquímicas del río. La legislación actual requiere la monitorización del agua cercana a las zonas urbanas, para determinar el cumplimiento de los estándares ecológicos de los parámetros indicadores de la calidad, tales como la conductividad o las concentraciones de iones. La Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) es una agencia gubernamental establecida en 1926 para gestionar los recursos hídricos de la cuenca del río Ebro (www.chebro.es). CHE ha implementado una red de monitorización de la calidad de aguas subterráneas y en superficie. Los datos mensuales de las estaciones están disponibles en la página web de dicha agencia.

Las siete estaciones de muestreo de agua en superficie, que han sido seleccionadas para este estudio son:

Estación 1: Miranda
Estación 2: Tortosa
Estación 3: Mendavia
Estación 4: Zaragoza
Estación 5: Zaragoza-Almozara
Estación 6: Pignatelli
Estcaión 7: Presa Pina

Se han seleccionado con el fin de disponer de datos mensuales completos de 12 variables fisicoquímicas y bacteriológicas, durante el periodo de seis años de 2002 a 2007. La Tabla 1 muestra los parámetros considerados en este estudio junto con su abreviatura y las unidades de medida.

Tabla 1* – Parámetros de calidad de agua utilizados en este estudio *(Water-quality parameters used in this study)

Parámetro	Abreviatura	Unidades
Ph	ph	
T	T	ºC
Conductividad	CE	µS/cm
Oxígeno disuelto	OD	mg/L
Cloruros	Cl	mg/L
Alcalinidad	Alc	mg/L CO_3Ca
Nitratos	NO3	mg/L NO_3
Fosfatos	PO4	mg/L PO_4
Demanda biológica de oxígeno	DBO	mg/L O_2
Coliformes totales a 37ºC	CT	UFC/100ml
Coliformes fecales	CF	UFC/100ml
Estreptococos fecales	EF	UFC/100ml

Como las unidades de medida de las variables son distintas, se estandarizaron restando a cada una su media y dividiendo por su desviación típica. El resultado de esta operación dió 12 parámetros con media cero y desviación típica 1.

El tratamiento estadístico de los datos se realizó con los programas Statgraphics y MATLAB. Tras analizar la estructura de correlaciones de los datos, se aplicó el ACP, con el fin de obtener un número reducido de factores independientes entre sí (componentes principales), que explicasen la mayor parte de la variabilidad observada en los datos. Para cada observación multivariante, las puntuaciones de las componentes principales se obtienen como combinaciones lineales de las 12 variables estandarizadas. El proceso de cálculo de los pesos de dichas combinaciones implica los pasos siguientes:

1- Calcular la matriz de correlación de los datos originales, que coincide con la matriz de varianzas-covarianzas de las variables estandarizadas.
2- Calcular los valores y vectores propios asociados a dicha matriz. Los valores propios cuantifican la varianza que explica cada componente principal. Las componentes de los vectores propios indican la relación que tiene cada variable original con las componentes principales.
3- Descartar las componentes que explican sólo una proporción pequeña de la varianza, y no tienen una interpretación práctica interesante.
4- Obtener la matriz de puntuaciones, utilizando como pesos para las combinaciones lineales los vectores propios de las componente principales que se han retenido. Dichos pesos se aplican a los valores estandarizados de las variables originales.

Se puede encontrar una explicación detallada del método de ACP en Jackson (2003). En la última etapa del estudio se aplicó el Análisis Cluster (AC), con el fin de agrupar por un lado los parámetros, y por otro las estaciones en grupos homogéneos en función de las similariades entre elementos. Los grupos reflejan las relaciones entre elementos. Concretamente se utilizó el AC jerárquico, en el que se ordenaron los elementos en niveles, de manera que los superiores contienen a los inferiores.

Para la agrupación de estaciones, se partió de la matriz de distancias euclídeas entre estaciones, calculada con los valores medios de las 12 variables observadas en cada una. El algoritmo para ir asignando estaciones a los grupos fue el de encadenamiento simple o vecino más cercano. Para agrupar las variables, se realizó un AC jerárquico utilizando el criterio de la media, y una medida de distancia calculada a partir de las correlaciones entre las variables. En ambos casos el resultado de la agrupación se representó en un dendrograma. Como medida de proximidad entre las distancias originales entre variables y las resultantes en la agrupación con AC, se calculó la correlación de Pearson entre las dos matrices de distancias. Una explicación detallada sobre el método de AC se puede encontrar en Everitt (1993)

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La Tabla 2 recoge los valores medios y desviaciones típicas de las 12 variables en estudio.

Tabla 2* – Estadísticos descriptivos *(Descriptive statistics)

Parámetro	Media	Desv.Típica
Ph	8,14	0,19
T	15,79	5,77
CE	923,67	494,71
OD	9,56	1,81
Cl	121,16	99,69
Alc	175,87	33,61
NO3	12,25	5,92
PO4	0,11	0,09
DBO	2,67	1,87
CT	12894	35020
CF	1827,2	3720,07
EF	318,64	611,38

En las Tabla 3 y 4 se dan las correlaciones de Pearson. Se observa una correlación positiva elevada y significativa entre la conductividad y cloruros (0,99), la conductividad y la alcalinidad (0,74), conductividad y nitratos (0,79), cloruros y alcalinidad (0,72), nitratos y alcalinidad (0,89), nitratos y cloruros (0,78), y entre coliformes totales y coliformes fecales (0,91). Hay correlación positiva intermedia y significativa entre coliformes

fecales y estreptococos fecales (0,68), y entre coliformes totales y estreptococos fecales (0,62). Sin embargo, la correlación es negativa y significativa entre ph y temperatura (-0,27), ph y conductividad (-0,36), ph y cloruros (-0,37), ph y demanda biológica de oxígeno (-0,35), y entre temperatura y oxígeno disuelto (-0,62). Esta última correlación es debida a que la solubilidad del oxígeno disminuye cuando aumenta la temperatura. Las fluctuaciones estacionales son responsables de este tipo de correlación.

Tabla 3* – Matriz de correlaciones *(Correlation matrix)

	ph	T	CE	OD	Cl	Alc
Ph	1					
T	-0,27	1				
CE	-0,36	0,33	1			
OD	0,39	-0,62	0,11	1		
Cl	-0,37	0,34	0,99	0,09	1	
Alc	-0,17	-0,06	0,74	0,36	0,72	1
NO3	-0,22	-0,01	0,79	0,36	0,78	0,89
PO4	-0,09	-0,15	0,07	0,01	0,08	-0,06
DBO	-0,35	0,09	0,21	-0,12	0,23	0,13
CT	-0,16	0,09	0,26	-0,02	0,27	0,19
CF	-0,20	0,08	0,33	-0,04	0,34	0,24
EF	-0,15	-0,12	0,13	-0,02	0,12	0,09

Tabla 4* – Matriz de correlaciones *(Correlation matrix)

	NO3	PO4	DBO	CT	CF	EF
NO3	1					
PO4	0,03	1				
DBO	0,04	-0,05	1			
CT	0,23	0,01	0,12	1		
CF	0,28	0,12	0,13	0,91	1	
EF	0,14	0,26	0,15	0,62	0,68	1

Los primeros resultados del ACP se recogen en la Tabla 5. La primera columna da los valores propios de la matriz de correlaciones de los datos originales. Dichos valores se representan también en el gráfico de sedimentación de la Figura 1.

Tabla 5* – Valores propios y porcentaje de varianza explicada por las componentes principales *(Eigenvalues and percentage of variance explained by the principal components)

Nº componente	Valor propio	% Varianza	% Varianza acumulado
1	4,16	34,66	34,66
2	2,21	18,44	53,09
3	1,99	16,61	69,71
4	1,09	9,13	78,84
5	0,99	8,25	87,09
6	0,58	4,87	91,96
7	0,36	3,07	95,04
8	0,27	2,28	97,32
9	0,16	1,32	98,64
10	0,08	0,69	99,33
11	0,07	0,59	99,93
12	0,008	0,07	100

Hay 4 componentes con valores propios que superan el valor 1. Estos valores representan la varianza que explica cada componente. Entre las 4 primeras explican un 78,85% de la variabilidad total observada en el conjunto de datos originales.

Los pesos de las componentes principales en las variables originales son las componentes de los vectores propios asociados. Indican con su magnitud y signo la relación que cada componente principal tiene con las variables originales. La Tabla 6 recoge esos pesos antes de la rotación varimax, y la Tabla 7 después de aplicar dicha rotación para facilitar su interpretación. En general, se tienen en cuenta pesos superiores a 0,4 en valor absoluto como indicadores de relación importante entre componente y variable.

La primera componente principal (nutrientes inorgánicos) representa la influencia de fuentes no puntuales de contaminación, tales como las escorrentías de áreas agrícolas que drenan hacía el río, y la deposición atmosférica. Este factor explica un 34,66% de la variabilidad total. Se observa en la Tabla 6 que tiene correlación positiva con la conductividad eléctrica, cloruros, alcalinidad y nitratos.

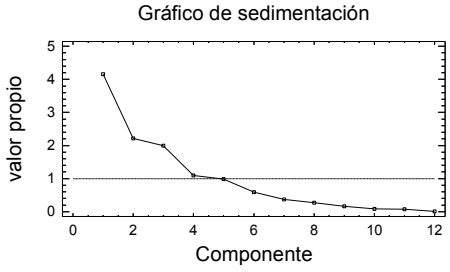


Figura 1* – Gráfico de sedimentación. *(Scree plot.)

Tabla 5* – Pesos de las 4 primeras componentes antes de la rotación varimax *(Loadings of the first 4 components before varimax rotation)

	Comp.1	Comp.2	Comp.3	Comp.4
Ph	0,43	-0,33	-0,45	0,37
T	-0,20	0,35	0,74	0,28
CE	-0,91	-0,22	0,25	-0,02
OD	-0,13	-0,65	-0,62	0,004
Cl	-0,90	-0,19	0,26	-0,03
Alc	-0,79	-0,48	-0,04	0,06
NO3	-0,84	-0,44	-0,05	0,01
PO4	-0,09	0,14	-0,24	-0,80
DBO	-0,28	0,23	0,24	-0,28
CT	-0,56	0,58	-0,41	0,31
CF	-0,62	0,58	-0,41	0,19
EF	-0,41	0,56	-0,52	-0,12

Tabla 6* – Pesos de las 4 primeras componentes después de la rotación varimax *(Loadings of the first 4 components after varimax rotation)

	Comp.1	Comp.2	Comp.3	Comp.4
Ph	-0,27	-0,09	-0,67	-0,33
T	0,10	-0,01	0,79	-0,39
CE	0,92	0,13	0,26	0,03
OD	0,35	-0,03	-0,83	0,08
Cl	0,91	0,13	0,28	0,04
Alc	0,91	0,08	-0,15	-0,02
NO3	0,93	0,12	-0,12	0,03
PO4	-0,02	0,08	-0,01	0,85
DBO	0,16	0,08	0,41	0,26
CT	0,15	0,93	0,07	-0,11
CF	0,20	0,94	0,09	0,01
EF	0,01	0,81	-0,01	0,33

La segunda componente contabiliza un 18,44% de la varianza total. Está relacionada con la densidad total de bacterias, coliformes fecales y estreptococos fecales, indicadores de contaminación fecal y vertido de aguas residuales. La Figura 2 representa los pesos de estas dos primeras componentes después de la rotación varimax.

La tercera componente (16,61% de varianza) tiene pesos más elevados en el ph, temperatura y oxígeno disuelto, representando la fuente fisicoquímica de variabilidad de la calidad del agua. El oxígeno disuelto y el ph muestran una correlación negativa con esta varianza. Esto se puede explicar porque una gran cantidad de matería orgánica disuelta consume cantidades significativas de oxígeno. La materia orgánica en las aguas residuales urbanas consiste principalmente en carbohidratos, proteínas y lípidos. Cuando la cantidad de oxígeno disuelto disponible disminuye, estos componentes realizan una fermentación anaeróbica, que implica la creación entre otros de ácidos orgánicos. La temperatura

tiene correlación de signo opuesto a la del oxígeno disuelto, debido a que la solubilidad del oxígeno disminuye cuando aumenta la temperatura como consecuencia de las fluctuaciones estacionales.

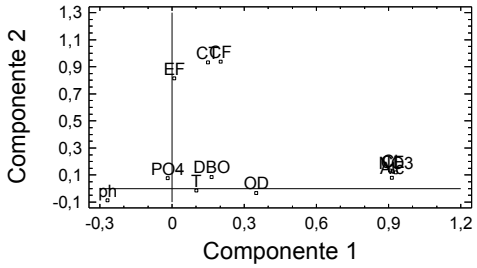


Figura 2* – Pesos de las dos primeras componentes. *(Loadings of the two first components.)

La cuarta componente (9,13%) está asociada ligeramente a la demanda biológica de oxígeno y en mayor medida a la concentración de fosfatos. Relaciona la carga orgánica de las aguas residuales procedentes de fuentes domésticas e industriales vertidas en el río. La Figura 3 representa los pesos correspondientes a las componentes principales 3 y 4 después de la rotación varimax.

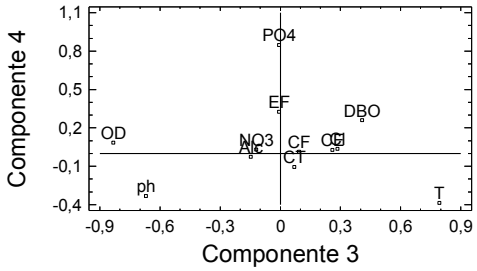


Figura 3* – Pesos de la tercera y cuarta componentes. *(Loadings of the third and fourth components.)

La agrupación de las siete estaciones del estudio se realizó con el análisis cluster jerárquico. El algoritmo para ir asignando estaciones a los grupos fue el de encadenamiento simple o vecino más cercano. Se utilizó la distancia euclídea entre las medias de las variables observadas. La Figura 4 representa el dendrograma resultante de esta asignación de grupos.

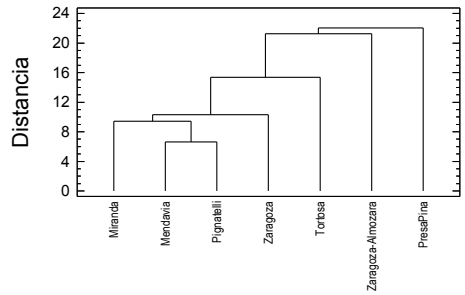


Figura 4* – Dendrograma del análisis cluster de las estaciones. *(Dendrogram of the cluster analysis of the stations.)

Se ha obtenido un primer grupo de tres localizaciones con mayor relación con Miranda, Mendavia y Pignatelli. Este grupo se une a continuación con Zaragoza. Presa Pina es la estación de muestreo que presenta menor vínculo con las otras del estudio.

A continuación se realizó un análisis cluster jerárquico de las variables utilizando el criterio de la media, y una medida de distancia calculada a partir de las correlaciones entre las variables. La Figura 5 recoge el dendrograma resultante de este análisis. En el eje X la numeración de 1 a 12 corresponde con el orden de las variables originales dado en la Tabla 1. Se observa que la relación más estrecha se da entre la conductividad (3) y alcalinidad (6), que se unen a un nivel más alto con cloruros (5) y nitratos (7) para formar un grupo de cuatro variables. Por otro lado se unen en primer lugar coliformes totales (10) y fecales (11), y a continuación estas dos con estreptococos fecales (12), formando un grupo de tres variables. Con mayor distancia se unen a su vez también ph (1) y oxígeno disuelto (4). Las que presentan menor relación con todas las anteriores y entre sí, son la temperatura (2), fosfatos (8) y demanda biológica de oxigeno (9). El coeficiente de correlación lineal de Pearson entre los elementos de la matriz de distancias original y los de la matriz de distancias en la jerarquía resultante del análisis cluster, es igual a 0,94.

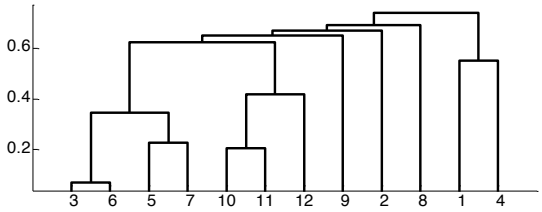


Figura 5* – Dendrograma del análisis cluster de las variables. *(Dendrogram of the cluster analysis of the variables.)

4. CONCLUSIONES

La calidad del agua de los recursos disponibles puede degradarse por el impacto de las actividades humanas y los fenómenos naturales. Con el fin de controlar y evitar en la medida de lo posible episodios críticos de contaminación del agua, las administraciones adoptan planes y normativas. La directiva europea 2008/105/EC de diciembre de 2008 establece estándares de calidad medioambiental en el campo de la gestión del agua. Su adopción ha implicado la implementación de planes de gestión en la mayoría de los ríos europeos. El seguimiento de dichos planes exige la medición y análisis continuo de los parámetros que determinan la calidad del agua.

Este trabajo presenta la aplicación de métodos estadísticos multivariantes para analizar e interpretar datos de la calidad del agua de un rio. Las observaciones se han obtenido en el rio Ebro (España). El estudio analiza 12 variables fisicoquímicas y bacteriológicas de muestras mensuales de agua. El periodo de estudio es de seis años. Se consideran siete puntos de muestreo en localizaciones del rio afectadas por fenómenos estacionales y actividades antropogénicas. Algunas de las variables presentan entre ellas correlaciones de Pearson significativas.

Se aplica el Análisis de Componentes Principales para estudiar la estructura de correlaciones de los datos. Se obtiene el conjunto de parámetros independientes más importantes para evaluar las variaciones de la calidad del agua. Se identifican cuatro factores principales como responsables de la estructura de los datos, y que explican en conjunto un 78,8% de la varianza total observada. Se aplica la rotación varimax para facilitar su interpretación.

La primera componente principal (nutrientes inorgánicos) representa la influencia de fuentes no puntuales, tales como las escorrentías de áreas agrícolas que drenan hacía el río, y la deposición atmosférica. Este factor explica un 34,7% de la variabilidad total. Tiene correlación positiva con la conductividad eléctrica, cloruros, alcalinidad y nitratos. La segunda componente contabiliza un 18,4% de la varianza total. Está relacionada con la densidad total de bacterias, coliformes fecales y estreptococos fecales, indicadores de contaminación fecal y vertido de aguas residuales. La tercera (16,6% de varianza) tiene pesos más elevados en el ph, temperatura y oxígeno disuelto, representando la fuente fisicoquímica de variabilidad de la calidad del agua. La cuarta (9,1%) está asociada a la demanda biológica de oxígeno, y relacionada la carga orgánica de las aguas residuales procedentes de fuentes domésticas e industriales vertidas en el río.

Se aplica el análisis cluster jerárquico, con el criterio de encadenamiento simple, para estudiar qué puntos de muestreo están más próximos a partir de las medias de las variables observadas. Se obtiene un primer grupo de tres localizaciones con mayor relación con Miranda, Mendavia y Pignatelli. Este grupo se une a continuación con Zaragoza. Presa Pina es la estación de muestreo que presenta menor vínculo con las otras del estudio. Se realiza un análisis cluster jerárquico de las variables utilizando el criterio de

la media, y una medida de distancia calculada a partir de las correlaciones entre las variables. Se observa que la relación más estrecha se da entre la conductividad y alcalinidad, que se unen a un nivel más alto con cloruros y nitratos para formar un grupo de cuatro variables. Por otro lado se unen en primer lugar coliformes totales y fecales, y a continuación estas dos con estreptococos fecales, formando un grupo de tres variables. Con mayor distancia se unen a su vez también ph y oxígeno disuelto. Las que presentan menor relación, son la temperatura, fosfatos y demanda biológica de oxigeno. El coeficiente de correlación lineal de Pearson entre la matriz de distancias original y la de distancias en el agrupamiento resultante del análisis cluster, es igual a 0,94 indicando una buena proximidad entre dichas distancias.

5. REFERENCIAS

Barceló, D. and M. Petrovic (2011): *The Ebro River Basin,* 1st edition, Berlin Heidelberg, Springer Verlag.

Bonde, G.J. (1977): "Bacterial indication of water pollution" en R. Droop & H.W. Jannasch (Eds.), *Advances in Aquatic Microbiology*, London, Academic Press, 273-364.

Boyacioglu, H. (2006): "Surface water quality assessment using factor analysis". *Water SA*, **32**, 389-394.

Brils, J., P. Quevauviller, A. Slob, M. Blind, T. Davy, M. Carere, W. Brack, U. Borchers, C. Thompson and D. Villessot (2010): "The European Water Framework Directive beyond 2010: let actions speak louder than words". *Journal of Environmental Monitoring,* **12**, 2201-2206.

Cruz, J.V., D. Pacheco, R. Coutinho, R. Cymbron, S. Mendes, P. Antunes, J. Fonteila and P. Freire (2010): "Chemical monitoring of river water bodies in an EU outmost region : Example from the Azores Archipelago (Portugal)". *Journal of Environmental Monitoring*, **12**, 2216-2225.

Dixon, W. and B. Chiswell (1996): "Review of aquatic monitoring program design". *Water Research*, **30**, 1935-1948.

Everitt, B.S. (1993): *Cluster Analysis,* Oxford University Press.

Helena, B., R. Pardo, M. Vega, E. Barrado, J.M. Fernández and L. Fernández (2000): "Temporal evolution of groundwater composition in an alluvial aquifer (Pisuerga River, Spain) by Principal Component Analysis". *Water Research,* 34, 807-816.

Jackson, J.E. (2003): *A User's Guide to Principal Component*, Hoboken New Jersey, Wiley-Interscience.

Ma, J., J. Guo and X. Liu (2010a): "Water quality evaluation model based on Principal Component Analysis and Information Entropy: Application in Jinshui river". *Journal of Resources Ecology*, **1**, 249-252.

Ma, H., L. Liu and T. Chen (2010b): "Water security assessment in Haihe river basin using Principal Component Analysis based on Kendall τ". Environmental Monitoring and Assessment, 163, 539-544.

Massart, D.L. and L. Kaufman (1983): *The Interpretation of Analytical Chemical Data by the Use of Cluster Analysis,* New York, Wiley.

Massart, D.L., B.G.M. Vandeginste, S.M. Deming, Y. Michotte and L. Kaufman (1988): *Chemometrics: A Textbook,* Amsterdam, Elsevier.

Misha, A. And B.D. Tripathi (2009): "Ecological investigation of the Ganges river using Principal Component Analysis". *Environmental Quality Management,* **19**, 61-70.

Ouyang, Y. (2005): "Evaluation of river quality monitoring stations using Principal Component Analysis". *Water Research*, **39**, 2621-2635.

Ramteke, P.W., S.P. Pathak, J.W. Bhattacherjee, K. Gopal and N. Mathur (1994): "Evalation of the presence-absence)P-A) test: A simplified bacteriological test for detecting coliforms in rural drinking water of India". *Environmental Monitoring and Assessment*, **33**, 1, 53-59.

Simeonov, V., J.A. Stratis, C. Samara, G. Zachariadis, D. Voutsa, A. Anthemidis, M. Sofoniou and Th. Kouimtzis (2003): "Assessment of the surface water quality in northern Greece". *Water Research*, **37**, 4119- 4124.

Singh, K.P., A. Malik and S. Sinha (2005): "Water quality assessment and apportionment of pollution sources of Gomti river (India) using multivariate techniques- A case study". *Analytica Chimica Acta,* **538**, 1-2, 355-374.

Voutsa, D., E. Manoli, C. Samara, M. Sofoniu and I. Stratis (2001): "A study of surface water quality in Macedonia, Greece: Speciation of nitrogen and phosphorus". *Water, Air & Soil Pollution*, **129**, 1, 13-32.

Voznaya, N.F. (1981): *Chemistry of Water and Microbiology*. Moscow, Mir Publishers.

Wenning, R.J. and G.A. Erickson, (1994): "Interpretaction and analysis of complex environmental data using chemometrics methods". *Trends in Analytical Chemistry,* **13**, 446-457.

Efecto de un periodo más lluvioso en el contenido en radiocarbono de un acuífero freático extenso en un área árida

Effect on radiocarbon content in a large water table aquifer of a rainier period in an arid land

E. Custodio[(1)] e J. Custodio–Ayala[(2)]
[(1)]Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona. emilio.custodio@upc.edu
[(2)]Cartovector, Barcelona. contact@cartovector.es

SUMMARY

Water samples from springs and long–screened wells in water–table aquifers recharged all over their surface are a mixture of water having residence times over a large time range. Thus, the apparent age derived from radiocarbon content after correcting for the contribution of non–biogenic carbon is not a true age but a value depending on water renovation time in the aquifer. In an arid area, the existence of a past, rainier period has a lasting effect that may be noticed several millennia afterwards, albeit the duration and characteristics of the event cannot be accurately bounded without complementary studies. The mathematic treatment of the existence of a rainier period in the past is presented and is interpreted in the framework of circumstances of the hyper–arid area of coastal northern Chile, considering an equivalent well–mixed reservoir.

1. INTRODUCCIÓN

Las técnicas de trazadores naturales pueden aportar información muy relevante que conduce a la elaboración confiable del modelo conceptual del funcionamiento de un acuífero si se aplican correctamente y en un contexto hidrodinámico que responda a la realidad. Estos trazadores naturales pueden ser tanto estables como radioactivos. Los estables pueden ser químicos, como el cloruro de aporte atmosférico, que proporciona una evaluación de la recarga media multianual e informa sobre el flujo en el acuífero, o isotópicos, como los isótopos ^{18}O y ^{2}H del agua para identificar áreas y condiciones de recarga de recarga (Mook 2004; Fritz y Fontes, i986; Clark y Fritz, 1997; Custodio y Llamas, 1976; Gonfiantini el al., 2001, Cook y Herczeg, 2000, Mazor, 2004). Entre los radioactivos, el tritio (^{3}H) y el radiocarbono (^{14}C) tienen un importante papel en los estudios hidrogeológicos. El tritio tiene un periodo de semi–desintegración de 12,54 años lo que lo hace adecuado para tiempos de renovación desde años a algunas décadas y requiere tener en cuenta el efecto de la fuerte contaminación atmosférica que se derivó de las pruebas con armas termonucleares aéreas del periodo 1952–1962, con un tratamiento sencillo que actualmente admite simplificaciones, en un momento en que ya se ha vuelto a una situación próxima a la natural.

Para las situaciones que aquí se consideran, de acuíferos con tiempo de renovación del agua de milenios, es más apropiada la utilización del ^{14}C, cuyo periodo radioactivo (de semi–desintegración) es de T = 5430 años, o sea una constante radioactiva $\lambda = \ln 2/T = 1{,}21\cdot10^{-4}$ a^{-1}. Su utilización es muy frecuente y exitosa en dataciones arqueológicas, cronología del Cuaternario, paleontología y paleobiología. Esta utilización se ha facilitado notablemente al poder recurrir a la determinación TAMS (tándem accelerator mass spectrometry) que requiere muestras con sólo algunos mg de C, mientras que la clásica medición por espectrometría beta requiere algunos g de C. Aunque las pruebas nucleares en la atmósfera antes citadas también supusieron una contaminación, esta fue mucho menor que para el tritio. El contenido de ^{14}C en el CO_2 atmosférico llegó a duplicarse y ello se trasladó a la materia orgánica generada, pero actualmente es ya sólo residual. Esta contaminación puede utilizarse para datar sucesos recientes, pero se reflejan mucho mejor con el tritio. Por esta razón el radiocarbono se usa principalmente para "edades" entre siglos a varias decenas de milenios, a partir de muestras a las que se supone que no están afectadas por el radiocarbono termonuclear, y que sólo contienen ^{14}C de origen cosmogénico. La concentración de ^{14}C (en realidad radioactividad específica) se puede expresar en Bq/g de C (Bq = becquerelio = desintegración/s), pero comúnmente se da respecto a la materia orgánica moderna no afectada por las pruebas termonucleares ni por la dilución del CO_2 atmosférico actual por quemado de combustibles fósiles, cuyo C es muy antiguo y por lo tanto exento de contenidos medibles de ^{14}C (C muerto), en porcentaje (pCm, porciento de C moderno, pmC en la literatura anglosajona), siendo el valor de referencia 100%.

La impropiamente pero habitualmente llamada "datación" del agua, y específicamente del agua subterránea, es más complicada e incierta que las aplicaciones antes mencionadas. Se puede datar el C orgánico disuelto, que aquí no se considera, y más frecuentemente el carbono inorgánico disuelto (CID), que dominantemente corresponde a CO_2 disuelto+H_2CO_3, HCO_3 y CO_3, cuya abundancia relativa, a una cierta temperatura y salinidad, es función del pH del agua. Para pH entre 7,5 y 8,0 domina el HCO_3. Estas especies están en equilibrio isotópico entre sí en cuanto al contenido en ^{13}C (el isótopo estable pesado del C, minoritario respecto al ^{12}C) y en ^{14}C. Para un CO_2 atmosférico o en gas de suelo con 100 pCm, en sistema abierto, el CO_2 el CID del agua tiene entre 100 pCm para pH bajo hasta 102 pCm para pH alto. En el agua subterránea sólo parte del C del CID es de origen biogénico a partir del CO_2 del suelo producido por la respiración de las plantas y la descomposición de su materia vegetal, o atmosférico en el caso de suelos no vegetados o casi sin vegetación. El resto es carbono muerto de carbonatos del terreno, de CO_2 endógeno, frecuente en áreas volcánicas con actividad geológicamente reciente, o de oxidación de materia orgánica o de CH_4 muy antiguos. Una parte puede ser C de de materia orgánica, carbonatos biogénicos o de suelos (caliche), o de CH_4 biogénico no lo suficientemente antiguos, que aún contenga ^{14}C residual, pero es menos frecuente.

Si para una materia o el CID de un agua recientes se espera tener un contenido en 14C de A_o y se mide A, la edad aparente t se deduce directamente aplicando la ley de desintegración:
$t = (1/\lambda)\cdot\ln(A_o/A)$.

2. DATACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La "datación" del CID de las aguas subterráneas requiere calcular químicamente, mediante el contenido en ^{13}C o una combinación de los mismos la proporción del C contenido que es de origen biogénico (o atmosférico en su caso). Los procesos involucrados son complejos, con lo que los diferentes métodos de

corrección disponibles, que incluyen simplificaciones y requieren datos que no siempre están disponibles, pueden dar resultados no coincidentes, que a veces pueden ser dispares. Las correcciones más importantes son las debidas a la disolución de carbonatos del terreno. Estas correcciones conducen al valor de A_o a aplicar para calcular una edad corregida, que sería la del agua en el supuesto poco probable de que la muestra haya mantenido su integridad desde el momento de la recarga. En realidad, cualquier muestra de agua subterránea es una mezcla y por lo tanto tiene poco sentido el concepto de edad – puede ser irreal – y debe ser substituido por el tiempo medio de residencia del agua en el sistema que ha contribuido a la muestra de agua, $\tau = V/R$, siendo V = volumen de agua que contribuye a la muestra y R = recarga media de V.

En un acuífero ideal, no dispersivo y confinado, con la recarga localizada y también la descarga en el extremo opuesto, es $t = \tau$. No sucede así cuando el medio es muy dispersivo, y sobre todo cuando la recarga se produce sobre toda o buena parte de la extensión del acuífero, lo que es una situación frecuente. Es este caso, el tiempo de tránsito (renovación) del agua varia tridimensionalmente, de modo que la muestra de agua de un manantial o de un pozo o galería es el resultado de una mezcla de aguas con un amplio rango de tiempos de residencia en el acuífero, o sea de "edades". La relación entre tiempo medio de residencia en el volumen que contribuye a la muestra y la "edad aparente corregida" de la misma depende de la geometría del sistema de flujo y está influida por las heterogeneidades del medio y la variación espacial de la recarga.

3. ACUÍFEROS DE MEZCLA EXPONENCIAL

En un acuífero homogéneo con recarga sobre toda su superficie, con frecuencia la muestra obtenida de un manantial principal o de un pozo profundo con admisión a todo lo largo del mismo se asemeja a la mezcla de aguas con tiempos de tránsito entre los de las más próximas y los de las aguas de mayor recorrido. Se trata del llamado modelo de buena mezcla o exponencial. La mezcla no se produce en el acuífero sino en la descarga de agua subterránea de la que se deriva la muestra. Es un modelo ideal y simple, que se ha utilizado frecuentemente para interpretar contenidos de tritio en situaciones como la descrita (Fritz y Fontes, 1986; Custodio y Custodio–Ayala, 2013; Custodio, 1997) pero sólo unas pocas veces se ha utilizado en la práctica para interpretar resultados de determinaciones de radiocarbono (Acosta et al., 2013; Custodio y Custodio–Ayala, 2001). En general el esfuerzo interpretativo se centra en la corrección por otros orígenes del C del CID, pero después no se relaciona con el contexto hidrogeológico de funcionamiento presumible del acuífero.

El caso de una recarga homogénea distribuida en un medio también homogéneo es sencillo y bien conocido. Más raramente se considera la situación en que esa recarga distribuida se produce a través de un potente medio no saturado en el que se produce ya una significativa desintegración del radiocarbono (Custodio, 1992; Custodio y Custodio–Ayala, 2001). Es posible considerar variaciones espaciales de la recarga y encontrar algunas soluciones en casos de geometría simplificada y distribución según una ley lineal (Custodio, 2010). Las variaciones temporales de la recarga han sido raramente consideradas. Para ver su efecto se considera a continuación el caso de una mayor recarga durante un periodo de tiempo pasado.

4. EFECTO DE UN PERIODO ANTERIOR MÁS LLUVIOSO

Hipótesis de partida

- Vaciado exponencial de un volumen dinámico V^* de agua subterránea por encima de la altitud de las salidas
- Volumen total V
- Reservas muertas $V_0 = V - V^*$
- Muestra de agua que representa la mezcla completa en un volumen mayor que el dinámico

Se trata de simular lo que expresa la Figura 1.

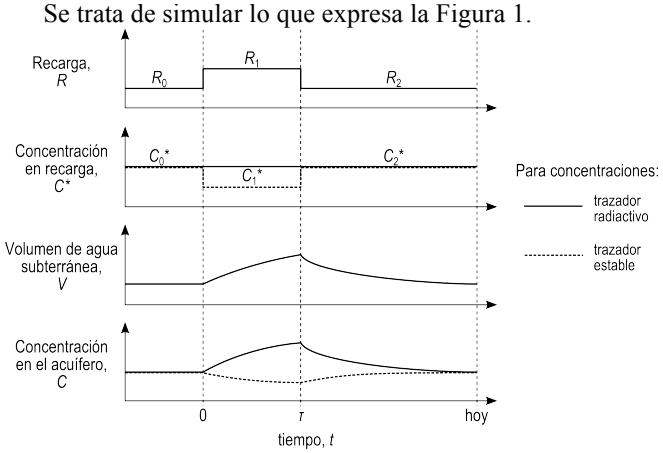


Figura 1. Efecto de un periodo pasado de mayor recarga entre los tiempos t = 0 y t = τ para un trazador ambiental estable (punteado) y radioactivo (trazo contínuo) de periodo conmensurable con τ. Se muestra la recarga (R) y su concentración (C*) y como se espera que varie el volumen almacenado en el acuífero (V) y su concentración (C) a lo largo del tiempo. Se supone estado estacionario previo para t ≤ 0. No a escala.

Figure 1. Effect of a past period of greater recharge between times t = 0 and t = τ for a stable environmental tracer (pointed line) and radioactive tracer (solid line) of half–life of the same order of magnitude as τ. The figure shows recharge (R) and its concentration (C*) and how stored groundwater volume (V) and concentration (C) are expected to evolve along time. Previous steady state is assumed for t ≤ 0. Not to scale.

En lo que sigue se emplea la siguiente nomenclatura:

R = caudal de recarga	$[L^3T^{-1}]$
Q = caudal de descarga = αV*	$[L^3T^{-1}]$
V^* = volumen dinámico	$[L^3]$
α = coeficiente de agotamiento	$[T^{-1}]$
V = volumen de mezcla	$[L^3]$
C^* = concentración en la recarga	$[ML^{-3}]$
C = concentración de descarga = reservorio	$[ML^{-3}]$
λ = constante de desintegración radioactiva	$[T^{-1}]$
t = tiempo	[T]
τ = duración del escalón	[T]

Balances generales de agua subterránea y soluto

1) de agua $$R = Q + \frac{dV^*}{dt} \quad ; \quad \frac{dV^*}{dt} = R - \alpha V^*$$

2) de trazador $$RC^* = QC + \lambda VC + \frac{d(VC)}{dt} = (R+\alpha V)C + \frac{dC}{dt}$$

$$\frac{dC}{dt} = \frac{R}{VC}(C^* - C) - \lambda C$$

Para trazador estable $\lambda = 0$

Soluciones estacionarias

En cantidad $dV^*/dt = 0 \rightarrow V^* = R/\alpha$

En concentración $dC/dt = 0 \rightarrow C = \dfrac{C^*}{1 + \lambda V/R}$

Soluciones para escalones con valores constantes

Condiciones:

a) parte estacionaria inicial	$t \le 0$	C_0^* y R_0
b) escalón de duración τ	$0 \le t \le \tau$	C_1^* y R_1
c) después del escalón	$t \ge \tau$	C_2^* y R_2

1) Volúmenes dinámicos

$$\frac{dV^*}{dt} = R - \alpha V^*$$

Solución general para R constante: $\ln(\alpha V^* - R) = -\alpha t + K$; K = constante a determinar

$t \le 0$ $\qquad V_0^* = R_0 / \alpha$

$0 \le t \le \tau$ $\qquad \ln \frac{\alpha V^* - R_1}{R_0 - R_1} = -\alpha t \quad ; \quad V^* = \frac{1}{\alpha}\left[R_1 + (R_0 - R_1)e^{-\alpha t}\right]$

$t \ge \tau$ $\qquad \ln \frac{\alpha V^* - R_2}{(R_0 - R_1)e^{-\alpha t} + R_1 - R_2} = -\alpha(t - \tau) \quad ; \quad V^* = \frac{1}{\alpha}\left[R_2 + (R_0 - R_1)e^{-\alpha t} + (R_1 - R_2)e^{-\alpha(t-\tau)}\right]$

2) Concentraciones con R y V constantes

$$\frac{dC}{dt} = -\left(\lambda + \frac{R}{V}\right)C + \frac{R}{V}C^*$$

Suponiendo que V y R son constantes, la solución general es:

$$\ln\left(C - \frac{C^*}{1+\lambda\, V/R}\right) = -\frac{R}{V}(1 + \lambda\, V/R)t + K \quad ; \quad K = \text{constante a determinar}$$

$t \le 0$ $\qquad C = C_0^* / (1 + \lambda V/R_0)$

$0 \le t \le \tau$ $\qquad \ln \frac{C - \frac{C_1^*}{1+\lambda V/R_1}}{\frac{C_0^*}{1+\lambda V/R_0} - \frac{C_1^*}{1+\lambda V/R_1}} = -\frac{R_1}{V}(1+\lambda\, V/R_1)t \quad ; \quad \text{para } t = \tau \rightarrow c(\tau)$

$t \ge \tau$ $\qquad \ln \frac{C - \frac{C_2^*}{1+\lambda V/R_2}}{C(\tau) - \frac{C_2^*}{1+\lambda V/R_2}} = -\frac{R_2}{V}(1+\lambda\, V/R_2)t$

3) Concentraciones con R constante y V variable

Se pueden obtener soluciones por puntos suponiendo V constante en el entorno de cada valor del tiempo y aplicando a la expresión resultante de C el valor de V que corresponde a ese tiempo. Eso permite representar C en función del tiempo a partir de una tabulación de resultados:

$t \le 0$ $\qquad C = C_0^* / (1 + \lambda V/R_0) \quad ; \quad V = V_0 + R_0/\alpha$, ambos constantes

$0 \le t \le \tau$ $\qquad C = \frac{C_1^*}{1+\lambda V/R_1} + \left(\frac{C_0^*}{1+\lambda V/R_0} - \frac{C_1^*}{1+\lambda V/R_1}\right)\exp\left[-\frac{R_1}{V}(1+\lambda\, V/R_1)t\right]$

$$V = V_0 + \frac{1}{\alpha}\left[R_1 + (R_0 - R_1)e^{-\alpha t}\right]$$

$t \ge \tau$ $\qquad C = \frac{C_2^*}{1+\lambda V/R_2} + \left(C(\tau) - \frac{C_2^*}{1+\lambda V/R_2}\right)\exp\left[-\frac{R_2}{V}(1+\lambda\, V/R_2)t - \tau\right]$

$$V = V_0 + \frac{1}{\alpha}\left[R_2 + (R_0 - R_1)e^{-\alpha t} + (R_1 - R_2)e^{-\alpha(t-\tau)}\right]$$

$$C(\tau) = \frac{C_1^*}{1+\lambda V/R_1} + \left(\frac{C_0^*}{1+\lambda V/R_0} - \frac{C_1^*}{1+\lambda V/R_1}\right)\exp\left[-\frac{R_1}{V}(1+\lambda\, V/R_1)\tau\right]$$

5. EJEMPLO ILUSTRATIVO

Para mostrar los resultados se hace la aplicación siguiente, para radiocarbono, para el que $\lambda = 1.21 \cdot 10^{-4} a^{-1}$. Se supone que el contenido en ^{14}C en la recarga no depende de la recarga sino del CO_2 del suelo, que no varía. Con ello todos los valores de las concentraciones son iguales y se toman como 1.

La aplicación se inspira en el caso de los manantiales costeros de la Cordillera de la Costa, en el entorno de Antofagasta, 2ª Región de Chile, en el área hiper–árida del Desierto de Atacama (Herrera y Custodio, en prensa). Se trata de formaciones de muy baja permeabilidad que aún con una muy pequeña recarga permite la existencia de algunos pocos manantiales permanentes. Los estudios paleoclimáticos realizados indican la existencia de un periodo más húmedo entre hace 5000 y 3000 años y los estudios de los asentamientos humanos apuntan a una paulatina reducción de las descargas.

Para mostrar el efecto del escalón de mayor precipitación en la recarga en ambiente hiper–árido se toma R_0 = 0,1 mm/a, R_1 = 1 mm/a y R_2 = 0,1 mm/a, con R_1 entre hace 5000 y 3000 años (τ = 2000 años) en la parte A de las figuras siguientes y 1 y 10 mm/año respectivamente en las figuras B para comparar con un clima semiárido. Los comentarios siguientes se refieren al caso hiper–árido. En las figuras se representa entre los tiempos actual (t = 5000) y hace 5000 años (t = 0); los valores anteriores son constantes e iguales a los de hace 5000 años ya que se supone que el estado previo es estacionario.

La Figura 2 muestra como varía el volumen almacenado en el sistema acuífero en función del tiempo transcurrido desde el inicio del cambio (t = 0) hasta la actualidad (t =5000 a), tomando como parámetro el tiempo de agotamiento exponencial 1/α, para un valor de la reserva muerta en de 1 m. Lo excede a ese valor es la variación de la reserva dinámica. En la situación previa estacionaria, en el caso A (clima hiper–árido) el volumen difiere poco de la reserva muerta para 1/α = 500 a y adiciona una reserva dinámica de hasta 0,5 m para 1/α = 5000 a. En una roca de baja porosidad eso supone una sensible elevación del nivel freático sobre el nivel de descarga. Durante el periodo de mayor recarga se va produciendo un aumento progresivo de la reserva total de agua sin alcanzar el nuevo valor estacionario, salvo para 1/α = 500 a. El volumen dinámico alcanza 2 m para 1/α = 5000 a. Tras el cese del periodo húmedo se produce un progresivo agotamiento hasta el valor inicial para 1/α < 1500 a y se queda en un estado transitorio de progresivo descenso para valores mayores de 1/α.

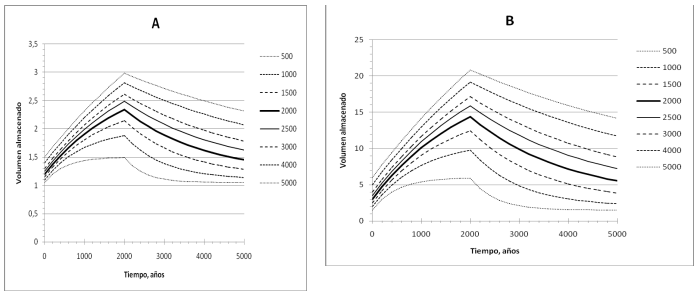


Figura 2. Variación del volumen almacenado en un sistema acuífero alargado de 10 km de ancho a consecuencia de un período de mayor recarga anterior entre los tiempos t = 0 y t = τ en función del tiempo transcurrido desde el inicio del cambio (t = 0) hasta la actualidad (t =5000 a), tomando como parámetro el tiempo de agotamiento exponencial 1/α (columna lateral), para un valor de la reserva muerta de 1 m. La parte A es para clima hiper–árido con un incremento de la recarga de 0,1 a 1 mm/a en el periodo de duración τ, y la parte B para clima semiárido con valores respectivos de 1 y 10 mm/a.

Figue 2. Water storage change in a 10 km wide, alongated aquifer system as a consequence of a previous higher recharge period between times t = 0 and t = τ as a result of elapsed time since the change started (t = 0) until present (t =5000 a), taking the exponential depletion time 1/α as the parameter (lateral column), for a dead water reserve of 1 m. Part A is for hyper–arid climate with recharge increase from 0.1 to 1 mm/a in the period of time τ, and part B for a semi–arid climate with recharge increase of 1 and 10 mm/a.

En iguales condiciones la Figura 3 muestra la evolución de la concentración relativa a la de recarga. En el caso A se parte de valores estacionarios que decrecen de 0,45 a 0,35 (aguas con edades aparentes entre 6600 y 8700 años) para 1/α creciendo desde 500 a a 5000 a. En el periodo de mayor recarga el contenido en ^{14}C aumenta a causa de la mayor proporción de agua más reciente, quedando entre 0,52 y 0,75, lo que supone edades aparentes entre 5400 y 2400 años, sin haber alcanzado el estado estacionario. Tras el cese de este periodo más húmedo, en los casos de menor tiempo de agotamiento (menor 1/α) el contenido en ^{14}C continúa creciendo

durante unos 500 años hasta alcanzar 0,77 (edad aparente de 2200 a) y luego decrece paulatinamente para quedar entre 0,47 y 0,66 (edades aparentes entre 6200 y 3400 a), por encima de los valores estacionarios iniciales.

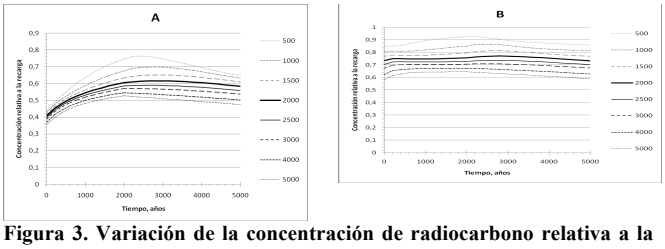


Figura 3. Variación de la concentración de radiocarbono relativa a la de recarga en un sistema acuífero alargado de 10 km de ancho a consecuencia de un período de mayor recarga anterior entre los tiempos t = 0 y t = τ en función del tiempo transcurrido desde el inicio del cambio (t = 0) hasta la actualidad (t =5000 a), tomando como parámetro el tiempo de agotamiento exponencial 1/α (columna lateral), para un valor de la reserva muerta de 1 m. La parte A es para clima hiper–árido con un incremento de la recarga de 0,1 a 1 mm/a en el periodo de duración τ, y la parte B para clima semiárido con valores respectivos de 1 y 10 mm/a.

Figure 3. Change of radiocarbon content relative to recharge in a 10 km wide, elongated aquifer as the consequence of a former greater recharge period (t = 0) and t = τ as a result of elapsed time until present (t =5000 a), taking the exponential depletion time 1/α as the parameter (lateral column), for a dead water reserve of 1 m. Part A is for hyper–arid climate with recharge increase from 0.1 to 1 mm/a in the period of time τ, and part B for semi–arid climate with recharge increase of 1 and 10 mm/a.

Para ver la influencia en el contenido en ^{14}C de la reserva muerta V_o, en la Figura 4 se da la evolución para 1/α = 2000 a. La curva para V_o = 1 m corresponde a los casos anteriores. Menores valores de 1/α suponen un notable aumento de C, y por lo tanto de la edad aparente, mientras que altos valores de 1/α hacen que tras un aumento progresivo de C durante el periodo de mayor recarga, éste decaiga lentamente después.

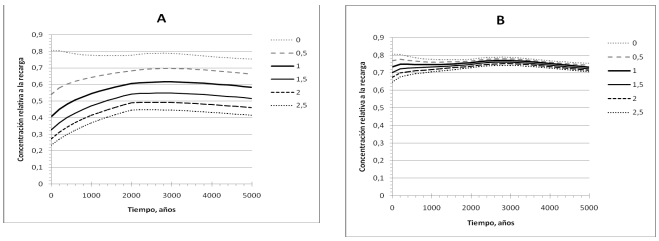


Figura 4. Variación de la concentración de radiocarbono relativa a la de recarga en un sistema acuífero alargado de 10 km de ancho a consecuencia de un período de mayor recarga anterior entre los tiempos t = 0 y t = τ en función del tiempo transcurrido desde el inicio del cambio (t = 0) hasta la actualidad (t =5000 a), tomando como parámetro la reserva muerta en m (columna lateral), para un tiempo de agotamiento exponencial 1/α de 2000 años. La parte A es para clima hiper–árido con un incremento de la recarga de 0,1 a 1 mm/a en el periodo de duración τ, y la parte B para clima semiárido con valores respectivos de 1 y 10 mm/a.

Figure 4. Change of radiocarbon content in discharge relative to that of recharge in a 10 km wide, elongated aquifer as the consequence of a former greater recharge period between times (t = 0) and t = τ as a result of elepsed time until present (t =5000 a), taking the dead reserve in m as the parametre (lateral column), for an exponential exhaution time 1/α = 2000 a. Part A is for hyper–arid climate with recharge increase from 0.1 to 1 mm/a in the period of time τ, and part B for semi–arid climate with recharge increase of 1 and 10 mm/a.

6. AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se ha realizado dentro del proyecto REDESAC, CGL2009–12910–C03–01, del MINECO, España

7. REFERENCIAS

Acosta, O., Guimerá, J., Custodio, E., Ansón, I. and Delgado, J.L. (2013). Contribución al conocimiento de la hidrogeologia de las cuencas intraandinas del N de Chile. En González N., Kruse E.E., Trovatto M.M. (eds), Agua Subterránea Recurso Estratégico. La Plata, Editorial de la Universidad de La Plata: 118–125.

Clark I. and Fritz P. (1997). Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis–CRC Press, New York: 1–328.

Cook, P. and Herczeg, A. (2000). Environmental tracers in subsurface hydrology. Kluwer: 1–529.

Custodio, E. (1992). Coastal aquifer salinization as a consequence of aridity: the case of Amurga phonolitic massif, Gran Canaria Island. Study and Modelling of Salt Water Intrusion. 12th SWIM Meeting. CIMNE–UPC. Barcelona: 81–98. (available in the SWIM web)

Custodio, E. (1997). Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid: 83–109.

Custodio, E. (2010). Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance in the soil. *Constributions to Science*, **6(1)**: 81–97.

Custodio E. and Llamas, M.R. (1976). Hidrología subterránea. Editorial Omega, Barcelona, 2 Vols.: 1–2350.

Custodio–Ayala, J. and Custodio, E. (2001). Hidrogeoquímica isotópica del macizo fonolítico de Amurga (SE de la Isla de Gran Canaria). En A. Medina y J. Carrera (eds), Las Caras del Agua Subterránea. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas 1/2001. Instituto Geológico y Minero de España. Tomo I: 461–468. Madrid

Custodio, E. and Custodio–Ayala, J. (2013). Interpretación simplificada de la evolución del tritio en acuíferos con mezcla exponencial. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Congreso Granada. IGME. Madrid.

Fritz, P. and Fontes, J.Ch. (1986). Handbook of environmental Isotopes. Vol 1, Elsevier

Gonfiantini, R., Roche, M., Olivery, J., Fontes, J. and Zuppi, G. (2001). The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology* **181(1–4)**: 147–167.

Herrera,C. and Custodio E. (2014). Origin of waters from small springs located at the northern coast of Chile, in the vicinity of Antofagasta. Andean Geology (in press).

Mazor, E. (2004). Chemical and isotopic groundwater hydrology. M. Dekker. Inc.: 1–449.

Mook, W.G. (2002). Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico: principios y aplicaciones. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid: 1–596.

Evaluación de la protección conseguida en la cuenca de un torrente de montaña ante los daños causados por eventos torrenciales mediante su restauración hidrológico-forestal. Cuenca del torrente de Arratiecho en el Pirineo Aragonés, España

Evaluation of the protection afforded by forest-hydrological restoration against torrential damages in a mountain basin: Basin of Arratiecho torrent. Aragonese Pyrenees, Spain

Santiago Fábregas Reigosa[(1)], Juan Ángel Mintegui Aguirre[(2)], Rocío Hurtado Roa[(3)], José Carlos Robredo Sánchez[(2)]&Pablo Huelin Rueda[(2)],

[(1)] Directeur GECT Espace Pourtalet / Director AECT Espacio Portalet, sfabregas@espalet.eu

[(2)] Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Montes, Forestales y Medio Natural. Universidad Politécnica de Madrid. 28040 Madrid

[(3)] A LURTE. Centro Pirenaico de Referencia para la Gestión de Riesgos en Montaña. Canfranc-Estación, Huesca

SUMMARY

Due to the continuous and insistent demand for innovation, we lose perspective of analysis when processes require a long time to be resolved. This happens with forests located in basins that drain into mountain torrents and which came from forest-hydrological restoration. Such forests are a complement of hydraulic work made in the torrents, for correction of floods, erosion processes and silting that are triggered in different areas of the basin when heavy rainfalls or the sudden snow cover melting activate the water and sediments cycle.

The basin of Arratiecho is located in the township of Biescas, Aragón Pyrenees. It was restored and the torrent was corrected between 1903 and 1905 to prevent widespread erosion and desertification, to stop landslide from moraine soils, and to reduce the effects of flooding and aggradation the alluvial fan, where, the most fertile lands and the national road N-260 are placed. We discuss the works carried out and their results a century after the construction. The evolution of reforestation has had special attention following, the criteria of analysis protective forests.

Key words*: reforestation, torrent control, torrential events, restoration of basin; evolution of basin.*

RESUMEN

La demanda continua e insistente de innovación en el ámbito cotidiano, nos hace perder la perspectiva de análisis cuando los procesos requieren un periodo prolongado para resolverse. Esto ocurre con los bosques ubicados en cuencas vertientes a torrentes de montaña, que tienen su origen en la restauración hidrológico-forestal llevada a cabo en las mismas, como complemento de los trabajos de corrección hidráulica efectuados en los torrentes, para controlar los procesos de erosión, inundaciones y aterramientos, desencadenados en diferentes zonas de la cuenca, cuando se dinamizan en ella los ciclos del agua y de los sedimentos a causa de los aguaceros o de la repentina fusión del manto de nieve.

La cuenca vertiente al torrente de Arratiecho, situada en el municipio de Biescas, Pirineo Aragonés, fue restaurada y el torrente corregido entre 1903-05; para evitar su desertificación ante la erosión generalizada que sufría la misma, frenar el deslizamiento de su ladera noreste (que incluye una morrena) y reducir los efectos de las inundaciones y aterramientos en su cono de sedimentación, donde se ubican los terrenos más fértiles y le atraviesa la carretera nacional N-260. Se comentan los trabajos realizados y los resultados obtenidos un siglo después, atendiendo especialmente a la evolución de las reforestaciones, siguiendo los criterios utilizados en el análisis de los bosques protectores.

Palabras clave: *reforestaciones, corrección de torrentes, eventos torrenciales, restauración de la cuenca, evolución de la cuenca.*

INTRODUCCIÓN

La imagen actual de algunas cuencas de montaña del Pirineo Aragonés es muy diferente de la que presentaban al inicio del siglo pasado, cuando fueron objeto de trabajos de restauración, para asegurar la eficiencia de las obras hidráulicas de corrección realizadas en los torrentes receptores de sus escorrentías, a fin de controlar sus avenidas y evitar con ello las previsibles inundaciones y aterramientos en sus conos de sedimentación, donde se asientan los terrenos más fértiles y son atravesados por carreteras que, además de poner en comunicación a los parajes que se comentan con el exterior, forman parte de las vías entre España y Francia.

Esta comunicación analiza la cuenca vertiente al torrente de Arratiecho, la primera del siglo pasado que fue objeto de restauración hidrológico-forestal en el Pirineo Aragonés. En la misma se sintetizan las obras y trabajos realizados entre 1903-05, se muestra su estado actual en la primavera de 2012 y se analizan los efectos protectores de la masa arbolada conseguida con la reforestación, proyectada y ejecutada hace 107 años.

OBJETIVOS

Se pretenden los objetivos siguientes: *a)* Exponer y justificar las obras y trabajos realizados en el torrente de Arratiecho y en su cuenca vertiente entre 1903-05 en el ámbito de su proyecto de restauración hidrológico-forestal; *b)* Mostrar sus resultados, después de 107 años de su ejecución, en el escenario del proyecto y *c)* Analizar con criterios científico-técnicos el grado de protección alcanzado por la cuenca con su restauración hidrológico-forestal

ante los fenómenos geo-torrenciales y de, un modo especial, el alcanzado con la masa arbolada conseguida con la reforestación.

METODOLOGÍA

La metodología utilizada se ha basado: *a)* en el cultura de los países montañosos de Europa que llevan años reestructurando el concepto de monte protector y la planificación selvícola ligada a su gestión y *b)* en la tradición y experiencia en el Pirineo Aragonés en la materia en cuestión, que se remonta a los trabajos de repoblación y obras de corrección de torrentes y defensa contra aludes iniciados por la Sexta División Hidrológico Forestal al inicio del siglo pasado (1903), su continuidad con el Patrimonio Forestal del Estado a partir de 1952, con el ICONA desde 1973 y con el Gobierno de Aragón desde 1986. En lo que respecta al objetivo *c)*, se hace referencia al proyecto piloto denominado *Creación de un centro de referencia de los riesgos naturales y de los montes protectores de alta montaña*, de forma abreviada A LURTE, auspiciado por el Programa de Subvenciones para los Proyectos Piloto en el marco de la Red Rural Nacional, según bases reguladoras de la Orden ARM/1288/2009, en la Convocatoria para el ejercicio 2011; por tratarse de un documento utilizado de base.

El estudio se ha estructurado de manera que sus resultados se puedan comparar con los obtenidos en proyectos similares realizados en otras áreas de montaña europeas y sus conclusiones presenten referencias comunes con ellos. El procedimiento adoptado se inicia con una breve descripción del escenario de estudio, para a continuación exponer los contenidos de este apartado en el mismo orden que el establecido para los objetivos.

Descripción del escenario de estudio

La cuenca vertiente al torrente de Arratiecho está situada en el Pirineo de Huesca, término municipal de Biescas y próximo a su núcleo de población (Figura 1). Morfológicamente es una típica cuenca torrencial de montaña, en la que se diferencian el área vertiente o de recepción, la garganta y el cono de sedimentación. Tiene una superficie de 1,6 Km^2; su cota máxima y mínima son 1667 msnm y 860 msnm y su pendiente media 52,81 %. El torrente es afluente del río Gállego por su margen izquierda; su longitud es de 2,74 Km y su pendiente media 0,30 $m \cdot m^{-1}$. Los suelos predominantes en la cuenca son flysch coluviales, pero en su vertiente noreste presenta un pequeño manto de depósitos morrénicos que ocupa unos 0,06 Km^2. Actualmente toda su área vertiente está prácticamente cubierta por una masa forestal, compuesta básicamente por pino silvestre y monte de quejigo. Las avenidas torrenciales son el principal riesgo en esta cuenca y la carretera N-260, que atraviesa su cono de sedimentación, y los aprovechamientos agro-pastorales emplazados en dicho cono son los elementos más expuestos a ellas. En menor medida también afecta a algunas pistas forestales y/o agrícolas y senderos de montaña de la cuenca.

Estado físico de la cuenca vertiente al torrente de Arratiecho y del propio torrente al inicio del siglo XX. Descripción y justificación de las obras y trabajos realizados en ambos durante su restauración hidrológico-forestal entre 1903-05

Al comienzo del siglo XX la cuenca estaba prácticamente deforestada y profundamente degradada; por lo que, cuando incidían sobre ella eventos torrenciales, se producía en la misma un proceso de erosión generalizado, incluyendo deslizamientos superficiales en su área de cabecera y en la ladera noreste, que incluye la morrena, provocando un paulatino deslizamiento hacia el torrente. El conjunto de la cuenca experimentaba una pérdida importante de suelo, apuntando síntomas de desertificación.

En el propio torrente los aguaceros activaban un fuerte geo-dinamismo torrencial, causando: *a)* una fuerte erosión lineal en su cauce; *b)* el transporte por las crecidas del torrente de los sedimentos arrancados de su propio lecho, junto con los materiales acumulados en él procedentes de la denudación de la cuenca y su posterior arrastre por las escorrentías de ladera hasta el mismo y *c)* la expansión de la corriente en su desplazamiento aguas abajo por su cono de sedimentación.

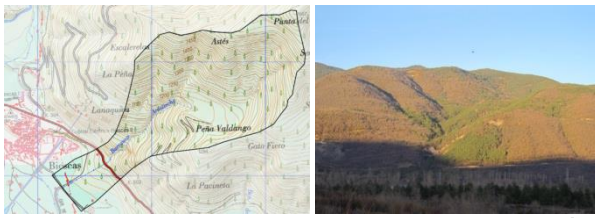


Figura 1. Cuenca vertiente al torrente de Arratiecho. Izquierda: límites de la cuenca destacando su proximidad al núcleo de población de Biescas y el paso por su área dominada de la carretera N-260. Derecha: vista de la cuenca en marzo de 2012 donde resalta el verde de la repoblación efectuada a comienzos del siglo pasado en la ladera noreste, vertiente directa al torrente. *(Arratiecho basin. Left: watershed highlighting the closeness of the town of Biescas and the road N-260 crossing the dominated area. Right: view of the basin in March 2012 where it is shown in green the reforestation carried out at the beginning of the past century on the North-east slope).*

La inestabilidad que originaba en la cuenca la dinámica torrencial, se activaba cada vez que tenían lugar en ella precipitaciones torrenciales, poniendo en riesgo el desplazamiento aguas abajo de volúmenes de tierra importantes y provocando repetidos cortes en la carretera N-260 que atraviesa su cono de sedimentación; aislando con ello a la población de Biescas de los núcleos de población vecinos, además de causar múltiples daños en los cultivos y pastizales de sus áreas dominadas (Figura 2).

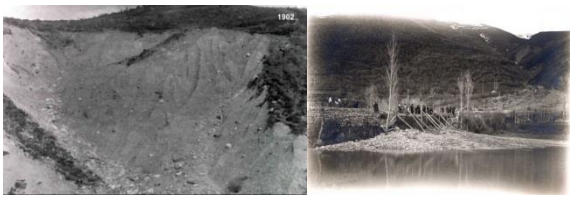


Figura 2. Cuenca vertiente al barranco de Arratiecho al inicio del siglo XX. Izquierda: erosión remontante en la cabecera de la cuenca hacia 1902 (Fotografía procedente del archivo del INIA, 2004). Derecha: Corte de la carretera N-260 por una crecida del barranco de Arratiecho hacia 1905 (Fotografía cedida por la familia Ayerbe). (*Basin of the Arratiecho torrent at the beginning of the 20th century Left: upwards erosion in the headwaters of the basin around 1902 (photograph from INIA archives, 2004). Right: cut of the road N-260 caused by a flood in the Arratiecho torrent around 1905 (photograph given up by the Ayerbe family)).*

Ante esta situación el Ingeniero de Montes D. Pedro Ayerbe de la Sexta División Hidrológico-Forestal ubicada operativamente en Huesca, redactó el proyecto de corrección del torrente de Arratiecho y, tras su aprobación, dirigió su ejecución entre 1903-05. El proyecto abordó: *a)* la estabilización de toda la ladera de la vertiente noreste (Figura 3); *b)* el control de la erosión remontante, es decir de la incisión en vertical del cauce que se propaga aguas arriba, en el cauce principal del torrente de Arratiecho y en los barrancos secundarios, tanto en la cabecera (Figura 4) como sobre todo en la garganta (Figura 5); *c)* el control de la erosión superficial en todas las laderas vertientes al mismo mediante la reforestación (Figura 4) y *d)* la evacuación controlada y rápida de los caudales de avenida del torrente de Arratiecho en el tramo de su cono de sedimentación (Figura 6). Se realizaron, por tanto, obras y trabajos en las tres zonas de la cuenca: *1)* área de recepción, *2)* garganta y *3)* cono de sedimentación.

a) Para la estabilización de la ladera noreste de la cuenca se ejecutó un abancalando de su perfil; lo que permitió regular las pendientes de los tramos resultantes de la ladera (que se reforestaron a continuación) y aprovechar las superficies niveladas, dotándoles de la pendiente precisa, para drenar las escorrentías que llegasen a ellas, dirigiéndolas al curso principal bien directamente o bien a través de barrancos intermedios afluentes al mismo; en

conjunto el sistema de drenaje adoptó el esquema conocido como espina de pescado (Figuras 3 y 4, imagen derecha). Los muros del abancalado se levantaron con las mismas piedras más resistentes del *flysch* (las calizas) de la ladera. Con esta medida, a la vez que se conseguía una evacuación ordenada de los volúmenes de agua disponibles en la cuenca en momentos torrenciales y post-torrenciales, se evitaba también la erosión de sus suelos por acción de las escorrentías, que con anterioridad a la ejecución del proyecto circulaban descontroladas ladera abajo.

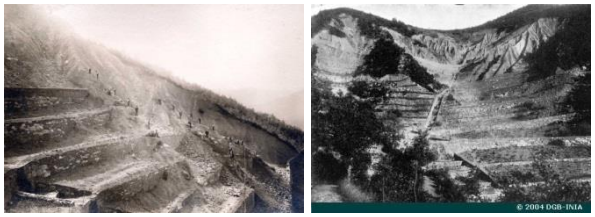


Figura 3. Cuenca vertiente al torrente de Arratiecho hacia 1904. Trabajos de estabilización de la ladera noreste por la Sexta División Hidrológico-Forestal. (Izquierda: fotografía cedida por la familia Ayerbe. Derecha: fotografía procedente del archivo INIA, 2004). (*Basin of the Arratiecho torrent around 1904. Stabilization works on the North-east hillslope carried out by the Sixth Hydrologic-Forest Division. (Left: photograph given up by Ayerbe family. Right: photograph from the INIA archive, 2004)).*



Figura 4. Cuenca vertiente al torrente de Arratiecho hacia 1910. Encauzamiento del cauce principal y obras y trabajos de reforestación realizados en el área de recepción de la cuenca. (Fotografías procedentes del archivo del INIA, 2004) *(Basin of the Arratiecho torrent around 1910. Canalization of the main course and works (reforestation) carried out in the area of the basin (photographs from the INIA archive, 2004))*

b) Para el control de la erosión remontante en el cauce principal se actuó: b_1) en su recorrido por el área de recepción, donde en una parte importante de mismo fue encauzado y escalonado con pequeños diques, definidos en el proyecto como diques de segundo orden (Figuras 4) y b_2) en la garganta de la cuenca, donde se construyeron tres diques de mampostería hidráulica, de primer orden por su función estratégica y su mayor tamaño, en tres secciones concretas del cauce; para regular la corriente durante las avenidas y consolidar una cuña de sedimentos que frenase la erosión aguas arriba. (Figura 5). La regulación del flujo durante las avenidas exigió la adopción de un perfil de equilibrio en el tramo comprendido entre el primero y el último de los diques de primer orden, para el caudal generador establecido en el proyecto El último dique se planificó también como dique de cierre e inicio del canal escalonado de tramos erosionables que atraviesa el cono de sedimentación.

c) Para controlar la erosión superficial en las laderas vertientes al barranco de Arratiecho se llevó a cabo su reforestación, que afectó aproximadamente a un 50 % de la cuenca, incluyendo la ladera noreste y todas aquellas superficies más directamente asociadas con las obras, por ser vertientes directas a ellas (dicha repoblación se destaca por el color verde en la imagen de la derecha de la Figura 1). La especie principal utilizada fue el pino silvestre (*Pinus sylvestris*), pero en las zonas de cotas más bajas se empleó también el quejigo (*Quercus faginea*) y en las márgenes de los cursos de drenaje de la cuenca, especialmente del torrente de Arratiecho, y a los pies de la mayor parte de las obras hidráulicas se introdujeron plantones de aliso (*Alnus glutinosa*) para enriquecer y sujetar los suelos.

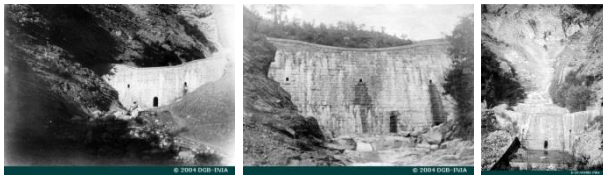


Figura 5. Diques de mampostería hidráulica en la garganta del torrente de Arratiecho en 1904. Izquierda: Dique de primer orden núm. 1; Centro: Dique de primer orden núm. 2; Derecha: Dique de primer orden núm. 3, ubicado al inicio del cono de sedimentación del torrente de Arratiecho. (Fotografías procedentes del archivo del INIA, 2004) *(Stone masonry dams in the gorge of the Arratiecho torrent in 1904. Left: major dam number 1; Center: major dam number 2; Right: major dam number 3, placed at the start of the alluvial fan of the Arratiecho torrent (photographs from the INIA archives, 2004))*

La reforestación se planteó, como era habitual en los proyectos de la época, como una herramienta para consolidar a lo largo del tiempo la estabilización de las tierras situadas en el escenario de la restauración, donde se concentraban las obras hidráulicas de corrección; pero con la reforestación se protegían también las áreas dominadas de la cuenca, las de mayor valor agronómico, dedicadas a cultivos y pastizales.

d) Para la evacuación controlada y rápida de los caudales de avenida del torrente de Arratiecho a través de su cono de sedimentación, se construyó un canal escalonado de tramos erosionables atravesando el cono longitudinalmente (Figura 6). Dicho canal recoge los caudales de avenida de toda la cuenca para descargarlos al río Gállego por su margen izquierda; evitando con ello su expansión y divagación por las áreas dominadas, es decir, por el cono de sedimentación, y garantizando el tránsito en la carretera N-260 a la salida de Biescas hacia las poblaciones de la comarca situados al este, así como la seguridad de las áreas dominadas. La superficie del cono de sedimentación más próxima al canal escalonado también fue objeto de repoblación.



Figura 6. Cono de sedimentación del torrente de Arratiecho hacia 1904. Izquierda: trabajos de encauzamiento en el primer tramo del cono de sedimentación del torrente, ejecutados para asegurar el servicio de la carretera N-260. Derecha: vista del segundo tramo de dicho encauzamiento (Fotografías procedentes del archivo del INIA, 2004). *(Alluvial fan of the Arratiecho torrent around 1904. Left: canalization works in the first stretch of the alluvial fan of the torrent carried out to secure the service of the road N-260. Right: view of the second stretch of that canalization (photographs from the INIA archive, 2004)).*

Operaciones realizadas y criterios adoptados para evaluar la protección alcanzada en la cuenca del torrente de Arratiecho con su restauración hidrológico-forestal ante los riesgos por fenómenos geo-torrenciales

Se diferencia entre: *a)* la protección alcanzada por la cuenca por el efecto de las masas arboladas actuales, cuyo origen se debe a las reforestaciones realizadas en ella a inicio del siglo XX con la restauración hidrológico-forestal y *b)* la protección conseguida con las infraestructuras realizadas en la cuenca; desde obras hidráulicas en el cauce del torrente de Arratiecho para frenar la erosión remontante en el mismo y controlar a su corriente en momentos de crecidas; hasta los bancales construidos en la ladera noreste para estabilizarla. Como consecuencia, se definieron dos conceptos para centrar la investigación y establecer la protección adquirida por la cuenca con el conjunto de las actuaciones de la restauración hidrológico-forestal: *a) Tipo de Unidad Protectora (TUP)* y *b) Esquema de Protección de las Cuencas de Montaña (EPCM).*

Estos conceptos evalúan los resultados obtenidos con la restauración hidrológico-forestal a través de unos parámetros. En el caso del TUP, dichos parámetros definen el uso del suelo, la estructura del arbolado conseguido con la reforestación y el nivel de protección que la misma supone para la cuenca. En el caso del EPCM los parámetros son dinámicos, por lo que, además de ser necesario conocerlos *per se*, se requiere saber su comportamiento ante eventos aleatorios que inciden en la cuenca (p. e., los eventos torrenciales) y sus efectos varían dependiendo de la localización en la cuenca (área de recepción, garganta o cono de sedimentación). La metodología empleada aprovecha cualquier evento, aunque sea aislado, siempre que tenga lugar en el escenario de la investigación y se adecúe a la lógica planteada en los objetivos.

Operaciones previas para definir el Tipo de Unidad Protectora (TUP) y el Esquema de Protección de las Cuencas de Montaña (EPCM)

Se planteó evaluar el nivel de protección que aporta a la cuenca un determinado tipo de monte arbolado, en función del grado alcanzado por el mismo en un baremo, que establece los grados de protección de las distintas estructuras arboladas (per se y ante diferentes tipos de riesgos naturales en la montaña) atendiendo a determinados parámetros que identifican a dichas estructuras. El baremo en cuestión procede de los resultados obtenidos en diversas experiencias, realizadas en diferentes masas forestales de distintos países montañosos del área alpina: INTERREG III Italia-Francia, 2006; CEMAGREF-ONF, 2006; SILVA-PROYEC-CH (Confederación Helvética), 2011, entre otros; con el objetivo de determinar las características del monte protector eficaz y sus niveles previos hasta alcanzarlo.

De acuerdo con lo expuesto, para caracterizar los montes arbolados en función de los parámetros intrínsecos y del medio en que habitan, para a posteriori tipificar su nivel de protección ante los riesgos naturales, se desarrolló un trabajo previo que incluía un conjunto de operaciones, que para su mejor exposición se han dividido en cuatro apartados que implican las fases sucesivas.

a) En la primera se estudiaron las características del previsible escenario de monte protector y de los elementos presentes en él, con los trabajos de gabinete siguientes:
a_1) Estudio de la topografía, generación de un Modelo Digital del terreno (MDT) y delimitación de las zonas de estudio; a_2) Generación de mapas de pendientes y orientaciones a partir de la topografía de trabajo. Se utilizó la escala 1: 5.000; a_3) Realización de un mapa geológico a partir de la información geológica disponible en la Comunidad Autónoma de Aragón; a_4) Trabajo con orto-imágenes para el análisis de la vegetación, especialmente de las masas forestales; así como también para inventariar las obras de ingeniería para el control de los riesgos naturales y los diferentes elementos expuestos a estos últimos; a_5) Caracterización de los tipos de masas forestales mediante fotointerpretación, para establecer una primera división de los mismos; a_6) La ubicación de las obras de protección contra riesgos naturales en la montaña por fotointerpretación, para establecer en una primera aproximación los objetivos que defienden y a_7) La delimitación de las posibles zonas de peligro mediante fotointerpretación ante los diferentes fenómenos expuestos.

b) En la fase siguiente se realizó un trabajo de campo, en el que se incluyeron las tareas: b_1) Elaboración de un inventario forestal, atendiendo a los diferentes parámetros utilizados en su predefinición en gabinete de los diferentes tipos de masas forestales y llevando a cabo las rectificaciones que procediesen tras su comprobación in situ; b_2) Un análisis y evaluación de las zonas de riesgo significativas para los diferentes tipos de fenómenos estudiados, resaltando aquellas zonas más relevantes para el estudio del riesgo, teniendo en cuenta su zona de salida, de recorrido y de anegación y deposito. Asimismo se observaron y anotaron las evidencias sobre el terreno, para corroborar la existencia de un peligro dado, su ubicación e intensidad y b_3) La recopilación de manera cualitativa de la constancia histórica de los eventos relacionados con los riesgos naturales analizados, así como los elementos expuestos que hubieran sido o hubieran podido ser alcanzados. Dicha constancia histórica incluye la de tipo documental o escrita, oral y/o visual; pero la investigación se limitó a constatar la información histórica, sin extenderse en un estudio detallado de ella.

c) La tercera fase consistió en un trabajo de procesado de los datos de campo y la comparación con los datos previos obtenidos en gabinete, que implicó las operaciones: c_1) La corrección y/o modificación de los errores de trabajo de caracterización de los escenarios en cuestión; c_2) El replanteo de los puntos significativos localizados en el terreno; c_3) La división de las masas forestales a partir de los datos previos de la fotointerpretación, corroborados con los datos del inventario de campo y de su reconocimiento en el terreno y c_4) El establecimiento de una división en Tipos de Montes Protectores (TMP).

d) En la cuarta fase se elaboraron las cartografías temáticas de los parámetros que permiten ser cartografiados y definen el estado físico-biológico de los escenarios de trabajo y, consecuentemente, contribuyen a determinar el grado de protección ante los riesgos naturales de esos mismos escenarios.

Concepto y contenido del Tipo de Unidad Protectora (TUP) y de Tipo de Monte Protector (TMP)

A partir del estado del arte generado con las operaciones anteriores, se ha planteado el concepto y contenido del *Tipo de Unidad Protectora* (TUP)*;* definido como un espacio bien delimitado, natural o intervenido, que presenta un comportamiento prácticamente uniforme ante los riesgos derivados de los diferentes fenómenos naturales adversos. La uniformidad funcional del espacio definido por el TUP, guarda similitud con la que presenta el concepto de rodal utilizado en la Ordenación de Montes. En un principio el TUP se pensó como un instrumento para concretar el grado de homogeneidad que pudieran presentar las diferentes masas arboladas en su comportamiento ante los distintos riesgos naturales, atendiendo a su uniformidad en especie, edad y estructura; pero, al avanzar en el análisis, se consideró conveniente agrupar también con similares criterios de homogeneidad ante los riesgos naturales a todos los usos del territorio, aunque sin perder de referencia su conexión con el arbolado. Es muy frecuente en las áreas de montaña que los usos del suelo y en particular las masas arboladas no sean homogéneos, sino que dentro de ellos existan diferentes Tipos de Unidades Protectoras (TUPs); la integración ponderada de éstos permite establecer los *Tipos de Montes Protectores (TMPs)* de dichas áreas, concepto que la metodología utiliza como base para definir la protección de los diferentes usos del suelo y en particular de las diversas masas forestales que pueblan las áreas de montaña, en consecuencia el TUP es un paso previo para definir la protección de los montes a través de las TMPs.

Siguiendo la metodología aplicada en los países del área alpina, que correlacionan la protección de los masas arbolados de montaña ante los riesgos naturales con determinados factores intrínsecos de las mismas; en la metodología utilizada se han seleccionado, a modo de una primera aproximación, doce factores o parámetros en las masas forestales presentes en los escenario objeto de análisis (en el caso concreto de esta comunicación, en la cuenca del torrente de Arratiecho). Dichos factores son: 1) Tipo de cubierta vegetal; 2) Fracción de Cabida Cubierta: FCC (%); 3) Número pies/ha; 4) Diámetro medio de los árboles: D (cm.); 5) Altura media de los árboles: H (m.); 6) Relación Altura Diámetro: H/D; 7) Área Basimétrica (m^2·ha); 8) Heterogeneidad de la masa forestal; 9) Irregularidad de la masa forestal; 10) Tipo de suelo; 11) Pendiente media del terreno (%) y 12) Vigor de la masa vegetal. Dichos factores se han ponderado en 10; 7,5 y 5 dependiendo de su

incidencia en la capacidad protectora, de forma que el conjunto ponderado de todos los factores represente el 100 % de la protección de la masa en cuestión.

Posteriormente, atendiendo a la capacidad protectora de cada TUP se le ha afectado de un coeficiente entre 1 y 5. Para la asignación de estos valores entre 1 y 5 también se han utilizado de referencia los criterios de protección adoptados en otras metodologías planteadas en el área alpina. Como la cuenca o escenario analizado tiene diferentes TUPs ocupando superficies diferentes; para establecer los TMPs se multiplica el valor correspondiente a cada TUP por el porcentaje de superficie que ocupa en la cuenca o escenario en cuestión. De acuerdo con lo expuesto, los hipotéticos valores de protección de los TMPs quedan establecidos entre un valor máximo de 500 y valores mínimos inferiores a 100, dependiendo de su protección ante los riesgos naturales. Finalmente la metodología establece cuatro niveles de protección frente a los riesgos naturales, considerando intrínseca y esencialmente las características de la masa arbolada (en delante, la constitución de la estructura arbolada) clasificados en función de los valores alcanzados con su aplicación: *1)* Muy buena > 350; *2)* 350 > Buena > 250; *3)* 250 > Regular > 150 y *4)* Deficiente < 150.

La metodología clasifica también a los diferentes TMPs en función de sus capacidades de protección ante los riesgos naturales específicos siguientes: *a)* las crecidas o avenidas torrenciales; *b)* los desprendimientos de aludes; *c)* los deslizamientos superficiales de tierras y *d)* las caídas de bloques. Dependiendo del riesgo analizado, los parámetros seleccionados para identificar las masas arboladas son diferentes, como se muestra a continuación.

a) Tratándose del riesgo por avenidas torrenciales, se tienen en cuenta: 1) Tipo de cubierta vegetal; 2) Fracción de Cabida Cubierta FCC (%); 3) Número pies/ha; 4) Heterogeneidad de la masa forestal; 5) Irregularidad de la masa forestal; 6) Tipo de suelo y 7) Pendiente media del terreno (%). Dichos parámetros se ponderan en 25; 15 y 10 dependiendo de su incidencia en la capacidad protectora ante el riesgo en cuestión y al conjunto ponderado de todos los factores se le hace corresponder con el 100 % de la protección de la masa en cuestión. A continuación se opera como en el caso anterior referente a la estructura de la masa arbolada.

b) En el caso de riesgo por desprendimientos de aludes, se consideran los parámetros: 1) Tipo de cubierta vegetal; 2) Fracción de Cabida Cubierta FCC (%); 3) Número pies/ha; 4) Altura media de los árboles: H (m.); 5) Relación Altura Diámetro: H/D; 6) Área Basimétrica (m^2·ha); 7) Heterogeneidad de la masa forestal; 8) Irregularidad de la masa forestal; 9) Pendiente media del terreno (%) y 10) Tipo de masa arbolada: Coníferas o frondosas. Dichos factores se ponderan en 15; 10 y 5 según su incidencia en la capacidad protectora de la masa arbolada y se continúa operando como en el caso del riesgo anterior.

c) Para el riesgo deslizamientos superficiales de tierras, los parámetros a tener en cuenta son: 1) Tipo de cubierta vegetal; 2) Fracción de Cabida Cubierta FCC (%); 3) Número pies/ha; 4) Heterogeneidad de la masa forestal; 5) Irregularidad de la masa forestal; 6) Tipo de suelo y 7) Pendiente media del terreno (%). Dichos parámetros se ponderan en 30; 15 y 10 dependiendo de su incidencia en la capacidad protectora de la masa arbolada y se continúa operando como en los casos de los riesgos anteriores.

d) Para el riesgo caída de bloques los parámetros a considerar son: 1) Número pies/ha; 2) Diámetro medio de los árboles: D (cm.); 3) Relación Altura Diámetro: H/D; 4) Área Basimétrica (m^2·ha) y 5) Resistencia de la especie principal. Los parámetros en cuestión se ponderan en 25; 20 y 150 dependiendo de su incidencia en la capacidad protectora de la masa arbolada y se continúa operando como en los casos de los riesgos anteriores.

Estos cuatro riesgos específicos han sido tradicionalmente los causantes de la ejecución de los trabajos y obras de restauración hidrológico-forestal en el Pirineo Aragonés, para evitar o en su defecto a reducir su intensidad y/o su recurrencia; por tanto, sirven también de referencia para verificar la efectividad de dichos trabajos y obras. Lógicamente, no en todos los escenarios inciden los cuatro tipos de riesgos; p. e., en la cuenca vertiente al torrente de Arratiecho se evalúa la protección de los TMPs debida a la constitución de la estructura arbolada y a la protección específica ante el riesgo de crecidas torrenciales. La metodología establece también un tipo de protección multi-riesgos que agrupa a todos los riesgos de un mismo monte o escenario.

Concepto y contenido del Esquema de Protección de las Cuencas de Montaña (EPCM)

La metodología contempla, junto al efecto protector de los TMPs, el de las obras civiles asociadas a las reforestaciones y en consecuencia a los propios TMPs, como son las obras hidráulicas de corrección de torrentes, las estructuras para evitar los desprendimiento de aludes, las obras y trabajos de sistematización del terreno para impedir los deslizamientos superficiales del terreno o las caídas de bloques; así como las disposiciones adoptadas en el territorio para evitar o en su defecto controlar las consecuencias de los riesgos mencionados.

Los cuatro tipos de riesgos están condicionados físicamente por la gravedad; por lo tanto el esquema básico de protección de la cuenca debe contemplar: *a)* las áreas dominantes o de cabecera, donde se desencadenan los procesos y *b)* las áreas dominadas que son las receptoras principales de sus efectos. Por otro lado, los cuatro riesgos tienen como factor desencadenante de una u otra forma el agua: *1)* en fase líquida, a modo de precipitaciones torrenciales, incidiendo directamente en las crecidas de los torrentes e indirectamente en los casos de deslizamientos de tierras y caídas de bloques y *2)* en fase sólida, con la rotura del manto de nieve en los desprendimiento de aludes.

Por tanto, el esquema debe considerar: *a)* los eventos torrenciales, sobre todo los extraordinarios, tanto líquidos como sólidos y *b)* los espacios, encauzados o no, por los que circulan los flujos de crecida o los aludes; se desplazan los bloques en movimiento o son ocupados por los materiales deslizados. Todo ello complementa el esquema clásico de las cuencas vertientes de los torrentes de montaña: *a)* área de recepción; *b)* garganta; *c)* cono de sedimentación y *d)* canal de desagüe. Atendiendo a lo expuesto, apoyándose en la filosofía de la unidad funcional de peligrosidad del sistema francés de montes protectores REY *et al.* (2009) y en la síntesis planteada del recorrido de los ciclos del agua y de los sedimentos en eventos torrenciales por MINTEGUI & ROBREDO (2008), se ha definido el *Esquema de Protección de las Cuencas de Montaña* (EPCM) para los cuatro tipos de riesgos naturales en la montaña estudiados en esta metodología (Figura 7)

La evaluación del comportamiento protector ante los riesgos naturales de las obras civiles asociadas a los TMPs es compleja y el periodo analizado 1905-2012 es demasiado amplio para entrar en detalles, que en la práctica no resultan significativos. Por ello la metodología propone dos periodos: *a)* uno a largo plazo, que comprenda desde la conclusión de los primeros trabajos de restauración hasta la fecha de evaluación, pero referido únicamente a eventos extraordinarios concretos, que han dejado huella en los escenarios analizados, tanto si son positivos, como si han causado desastres o catástrofes y *b)* otro a corto plazo, que analice el comportamiento de las actuaciones con mayor detalle únicamente en uno o dos años, de los últimos en los que han ocurrido eventos torrenciales extraordinarios en los escenarios objeto de estudio. Este segundo periodo es importante, porque evidencia los efectos de la restauración hidrológico-forestal en una fecha reciente e, implícitamente, también analiza los efectos de la restauración

hidrológico-forestal en el conjunto de las situaciones que se han presentado en la cuenca desde que fue objeto de la misma.

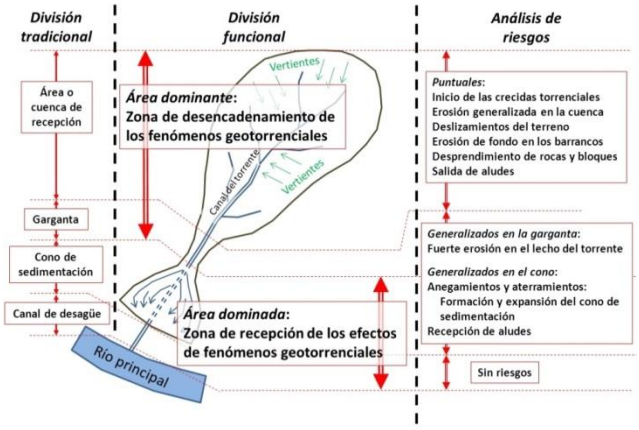


Figura 7. Esquema de Protección de las cuencas de Montaña: EPCM ***(Diagram of Mountain Basin Protection: EPCM)***

RESULTADOS

Para mostrar los resultados de los objetivos planteados con la corrección del torrente de Arratiecho y de la restauración de su cuenca vertiente, realizados entre 1903-05, se utilizan las fotografías obtenidas en varios reconocimiento *in situ*, efectuadas al torrente y a su cuenca entre el final del invierno e inicio de la primavera de 2012. En los 107 años transcurridos entre ambas fechas (1905-2012) se limpió en varias ocasiones el encauzamiento del barranco a su paso por su cono de sedimentación y realizaron algunos trabajos selvícolas en la cuenca; pero las actuaciones fueron escasas y casi siempre obligadas por circunstancias más bien coyunturales.

Aspecto físico general de la cuenca del torrente de Arratiecho en relación con su estabilidad ante el geo-dinamismo torrencial en febrero-marzo de 2012.

Utilizando imágenes fotográficas tomadas durante las citadas visitas de reconocimiento al torrente y a la cuenca, febrero-marzo de 2012, se comprueba *de visu* la situación que en dichas fechas presentaban los escenarios de las acciones emprendidas al inicio del siglo pasado: *a)* la estabilización de la ladera noreste vertiente directa al torrente de Arratiecho (Figura 8); *b)* el control de la erosión remontante en el cauce principal del barranco de Arratiecho en su recorrido por el área de recepción de la cuenca (Figura 9) y en su garganta (Figura 10); *c)* el control de la erosión superficial mediante la reforestación en todas las laderas vertientes al mismo (Figuras 11 y 12) y *d)* la evacuación controlada y rápida de los caudales de avenida del barranco de Arratiecho en el tramo de su cono de sedimentación (Figura 13).

Al fondo de la imagen derecha de la Figura 11 se aprecia el área dominada de la cuenca del torrente de Arratiecho, actualmente dedicada a praderas. En ella se expandía en el pasado el cono de sedimentación del torrente (Figura 2, imagen derecha), antes ejecutar el citado canal escalonado como parte integrante de la restauración hidrológico-forestal del torrente y su cuenca vertiente. En la actualidad aparece controlado con el mencionado canal escalonado y con el arbolado situado a ambos lados del mismo, que procede de la reforestación efectuada durante la restauración hidrológico-forestal (Figura 12, imagen izquierda).

En las fotografías inferiores de la Figura 13 se aprecian unas recientes labores de limpieza efectuadas en el canal escalonado de tramos erosionables que atraviesa el cono de sedimentación del torrente de Arratiecho; que abarcan solo desde el entorno de la carretera N-260 hacia aguas abajo.



Figura 8. Detalle del estado en marzo de 2012 de los trabajos de nivelación del terreno realizados en la ladera noreste, vertiente directa al torrente de Arratiecho, entre 1903-04. ***(Detail of the state in March 2012 of terrain leveling works on the North-east hillslope of the basin of Arratiecho torrent, between 1903-1904)***



Figura 9. Estado en febrero de 2012 de dos diques secundarios, construidos entre 1903-04 en el torrente de Arratiecho. ***(State in February 2012 of two secondary check dams built between 1903-1904 in the path of the Arratiecho torrent through its basin).***



Figura 10. Estado en marzo de 2012 de los tres diques de mampostería hidráulica de primer orden, ubicados en la garganta del torrente de Arratiecho, (en el mismo orden de aparición que en la Figura 5) ***(State of the three major masonry dams in March 2012, placed in the gorge of the Arratiecho torrent (in same order than shown in Figure 5)).***



Figura 11. Detalle del estado en marzo de 2012 del arbolado procedente de la reforestación entre 1903-05 de las vertientes al torrente de Arratiecho ***(Details in March 2012 of the forest resulted from the reforestation carried out on the hillslopes beside Arratiecho torrent between 1903-05).***



Figura 12. Panorámicas del torrente de Arratiecho en febrero de 2012. Izquierda: cono de sedimentación. Derecha: al fondo la ladera noreste, vertiente directa al torrente; en primer plano la población de Biescas ***(General views of the Arratiecho torrent in February 2012. Left: Alluvial fan. Right: North-east hillslope on the right, draining directly to the torrent; foreground the town of Biescas).***



Figura 13. Canal escalonado de tramos erosionable (1904) que atraviesa el cono de sedimentación del torrente de Arratiecho, en marzo de 2012. Imágenes superiores. Izquierda: dique de mampostería hidráulica de primer orden número 3, en el vértice del cono de sedimentación. Derecha: inicio del tramo encauzado del torrente aguas abajo del dique anterior. Imágenes inferiores. Izquierda: dique de mampostería hidráulica de segundo orden situado inmediatamente aguas arriba de la carretera N-260, al fondo el canal. Derecha: el canal inmediatamente aguas abajo de dicha carretera (las dos imágenes inferiores se corresponden con las fotografías de la Figura 6). *(Stepped channel on easily eroded stretches (1904) that crosses the alluvial fan of the Arratiecho torrent, in March 2012. Upper photographs, left: major masonry dam number 3, it is in the apex of the alluvial fan. Right: beginning of the canalized stretch of the torrent downstream the mentioned dam. Lower photographs, left: minor masonry dam placed upstream and next to the road N-260, the channel is behind. Right: the channel downstream from the road (both lower photographs correspond with figure 6)).*

Protección alcanzada por la cuenca del torrente de Arratiecho con los Tipos de Montes Protectores (TMPs) resultantes de su reforestación entre 1903-05

Los trabajos realizados para definir los TMPs en la cuenca del torrente de Arratiecho, generaron en primer lugar 12 mapas temáticos de la distribución en la cuenca de cada uno de doce parámetros seleccionados para definir su estructura arbolada. La superposición de dichos 12 mapas dio como resultado la existencia 22 unidades (Figura 14), que se identificaron como 22 TUPs presentes en la cuenca (Tabla 1, columnas 3 y 5), a partir de los cuales la metodología estableció las 4 clases de TMPs en la cuenca del torrente de Arratiecho: *a)* muy buena; *b)* buena; *c)* regular y *d)* deficiente; atendiendo la estructura de su masa arbolada (Tabla 1, columnas 3 y 4, Figura 15). También se establecieron las 4 clases de TMPs ante el riesgo específico de las avenidas torrenciales (Tabla 1, columnas 5 y 6, Figura 16).

Tabla 1. Clasificación de los diferentes TMPs (Tipos de Montes Protectores) en la cuenca del Torrente de Arratiecho *(Classification of the different TMPs (Type of Protective Forests) in the basin of Arratiecho torrent).*

Clases de Tipos de Montes Protectores		Según se considere TUP			
		Estructura de las masas arboladas		Riesgos por avenidas torrenciales	
Clase	intervalo	Número	(%)	Número	(%)
Muy buena	>350	11	50,0	4	18,2
Buena	250-350	5	22,7	11	50,0
Regular	150-250	2	9,1	5	22,7
Deficiente	<150	4	18,2	2	9,1
Total		22	100,0	22	100,0

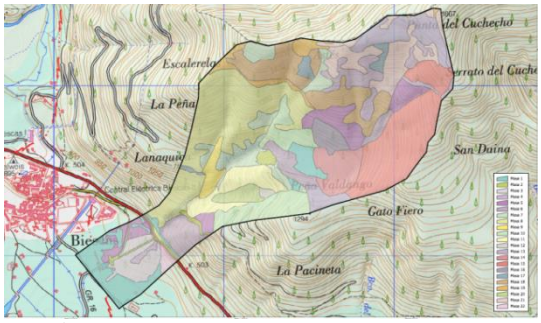


Figura 14. Diferentes TUPs en la cuenca vertiente al Torrente de Arratiecho, definidos con la metodología establecida (marzo, 2012) *(Different TUPs in the basin of the Arratiecho torrent defined with the established methodology (March, 2012)).*

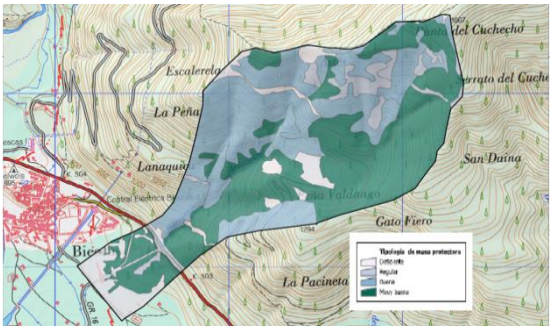


Figura 15. Clases de TMPs en la cuenca vertiente al Torrente de Arratiecho y su nivel de protección atendiendo a la constitución de su estructura arbórea. Leyenda: 1) deficiente; 2) regular; 3) buena y 4) muy buena. *(Classes of TMPs in the basin of the Arratiecho torrent and the protection level according with the tree structure. Legend: 1) low; 2) ordinary; 3) good and 4) very good).*

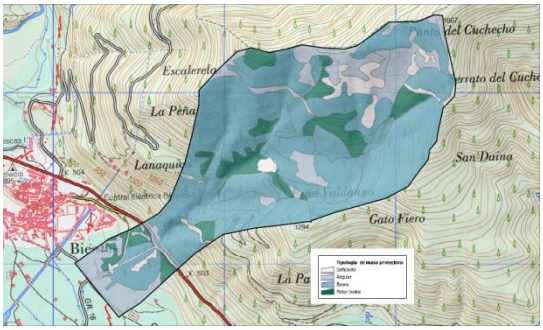


Figura 16. Clases de TMPs en la cuenca vertiente al Torrente de Arratiecho y su nivel de protección en relación con las avenidas torrenciales. Leyenda: 1) deficiente; 2) regular; 3) buena y 4) muy buena. *(Classes of TMPs in the basin of the Arratiecho torrent and the protection level according with torrential floods. Legend: 1) low; 2) ordinary; 3) good and 4) very good).*

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

La principal aportación de la metodología, que se apoya en las experiencias realizadas en masas arboladas de la cordillera alpina, es que señala hacia donde se deben dirigir los distintos TMPs de la cuenca, para que ésta consiga su mayor protección ante los riesgos naturales; en el caso de la cuenca del torrente de Arratiecho ante el desencadenamiento en ella del geo-dinamismo torrencial.

En la actualidad la cuenca del torrente de Arratiecho presenta una buena protección. Atendiendo a los usos del suelo y a la constitución de su estructura arbórea el 72,7 % de la misma corresponde a clases de TMPs entre muy buena y buena. Si este análisis se plantea desde la perspectiva de la defensa ante las avenidas torrenciales, el resultado sigue siendo una protección notable, pues 68,2 % de las clases se encuadra entre muy buena y buena.

Teóricamente es mejorable dirigiendo la masa arbolada existente hacia las características que le hagan más efectiva ante el riesgo que le afecta. La masa forestal de esta cuenca no ha sufrido alteraciones reseñables en los últimos treinta años, por tanto parece estabilizada y una mejora implicaría una actuación selvícola que fuera más allá del mantenimiento de su actual cobertura; intervención que se debe estudiar y planificar antes de ejecutarla. Aparentemente puede parecer innecesaria, porque la cubierta arbolada actual presenta una estructura que ofrece una protección adecuada; pero la realidad señala que un monte abandonado tiende a degradarse (no se debe olvidar que se trata de un ser vivo) y que la componente protectora de una parte importante del arbolado de la cuenca, la que le cubre su ladera noreste, procede de reforestación, por lo que no se puede entender su existencia sin las obras realizadas en la misma, con las que se interrelaciona. Por ello no se deben demorar las medidas selvícolas tendentes a la conservación de la masa existente, para asegurar su persistencia y para que algunos de sus integrantes (p. e., raíces de algunos los árboles) no afecten seriamente a las estructuras de las obras coetáneas asociadas a la reforestación y alteren el buen funcionamiento de las mismas.

La limpieza que con cierta periodicidad se realiza en el tramo inferior del canal escalonado para mantener la viabilidad de la carretera N-260, es una buena medida; tanto para la conservación del canal, como para el arbolado de sus márgenes; pero sólo se lleva a cabo a partir del tramo próximo a la carretera y en sentido aguas abajo, convendría llevarlo a cabo también aguas arriba de la carretera, como se muestra su necesidad en las imágenes superiores de la Figura 13.

CONCLUSIONES

El principal objetivo que motivó el proyecto de restauración hidrológico-forestal de la cuenca del torrente de Arratiecho entre 1903-05, fue proteger su área dominada y mantener en servicio permanente de la carretera N-260 que pasa por ella; para lo que era imprescindible acondicionar la cuenca de modo que, cuando en ella incidieran eventos torrenciales, las crecidas del torrente evacuaran hacia el río Gallego sin erosionar seriamente sus laderas y sus cauces, ni causar desbordamientos en su cono de sedimentación.

Pero el propósito de la investigación que se comenta en esta comunicación, ha sido verificar que realmente se cumplieron los objetivos establecidos en el proyecto pasados 107 años de su ejecución. Esta verificación se ha planificado desde dos perspectivas: *a)* comprobando que en su estado actual las obras y trabajos realizados entre 1903-05 en el torrente de Arratiecho y su cuenca vertiente funcionan conforme a lo establecido en el proyecto, es decir, facilitando el normal desarrollo del ciclo del agua y el de los sedimentos en la cuenca en situaciones de eventos torrenciales y *b)* probando que los resultados conseguidos con la restauración hidrológico-forestal (con la reforestación, con las obras hidráulicas efectuadas en los cauces y con la nivelación de las laderas) resultan eficientes utilizando para ello una metodología científico-técnica.

El tiempo transcurrido desde la finalización de la restauración hidrológico-forestal de la cuenca del torrente de Arratiecho ha constatado su efectividad; pues la frecuencia e intensidad con la que se ha desencadenado el geo-dinamismo torrencial en la cuenca desde entonces se ha ido reduciendo y en la actualidad se encuentra prácticamente controlado; aunque se recuerda que la rehabilitación de las cuencas no implica la desaparición total de los riesgos en ellas, sino un control de los mismos y su consiguiente reducción. Por tanto, es necesario realizar trabajos de mantenimiento de las obras ejecutadas y del arbolado conseguido con la reforestación, para que conserven las condiciones de protección diseñadas en el proyecto restaurador.

Aunque la metodologia de seguimiento aborda dos aspectos: *a)* comprobar que el arbolado conseguido con la reforestación en la cuenca del torrente de Arratiecho cumple con las características de un auténtico bosque protector y *b)* probar que las obras hidráulicas construidas en los cauces y los trabajos de sistematización de las laderas contribuyen a controlar el geo-dinamismo torrencial que se puede desencadenar en la cuenca cuando sobre ella inciden aguaceros; la comunicación aborda de un modo especial el primero y del mismo presenta sus resultados y el análisis de los mismos. Del segundo, comprueba que se cumplieron los objetivos del proyecto, pero no llega a validarlos a través de análisis de avenidas que han tenido lugar en la cuenca, en los que ésta ha controlado el geo-dinamismo torrencial generado en la misma. Sin embargo, en 107 años han ocurrido eventos torrenciales y evidentemente el que no se les recuerde, es una muestra que el sistema corrector ha funcionado correctamente; aunque se está investigación en esta línea.

Con la restauración hidrológico-forestal de la cuenca del torrente de Arratiecho se ha conseguido el correcto funcionamiento hidrológico de la misma y su perfecta integración en el paisaje; pudiéndose considerar una de las restauraciones mejor conseguidas en España. Pero el paso del tiempo ha deteriorado algunas obras, por lo que es necesario analizar su estado y efectividad actual y realizar una labor de reconstrucción y mantenimiento de las mismas para: *a)* asegurar la función de protección sobre los bienes amenazados y *b)* preservar el incuestionable patrimonio que significan estas obras y el bosque asociado a las mismas.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la ayuda y colaboración del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino de España; del FEADER; del Excmo. Ayuntamiento de Biescas; del Centro A LURTE de Canfranc-Estación y del Departamento de Agricultura, Ganadería y Medio Ambiente del Gobierno de Aragón.

REFERENCIAS

Dell´Agnese, A.; Mazzorana, B.; Comiti, F.; Von Maravic, P. & D´Agostino, V. (2013) Assessing the physical vulnerability of check dam through an Empirical Damage Index, *Journal Agricultural Engineering*, vol XLIV, num. 2, pp. 9-16.

Fábregas Reigosa, S.; Mintegui Aguirre, J. A.; Fábregas Reigosa, J. I.; Hurtado Roa, R.; Robredo Sánchez, J. C. & Huelin Rueda, P. (2013) Criterios cuantificadores para evaluar los efectos de las restauraciones efectuadas en las cuencas de montaña del Pirineo Aragonés en la primera mitad del siglo XX. *Actas del 6º Congreso Forestal Español*, Vitoria Gasteiz, 10-14 de junio, Sociedad Española de Ciencias Forestales, 6CFE01-271, 13 pp.

Fábregas Reigosa, S.; Mintegui Aguirre, J. A.; Hurtado Roa, R. & Robredo Sánchez, J. C. (2012) Los efectos del bosque en las cuencas de montaña ante la incidencia en ellas de eventos torrenciales. Su estudio en la cuenca vertiente al torrente de Arratiecho en el Pirineo Aragonés, *Revista Forestal Española*, núm. 50, pp.17-24.

Mintegui Aguirre J. A. & Robredo Sánchez J. C. *Estrategias para el control de los fenómenos torrenciales y la ordenación sustentable de las aguas, suelos y bosques en cuencas de montaña*. UNESCO Documentos Técnicos del PHI-LAC núm. 13 (Programa Hidrológico Internacional para América Latina y el Caribe), pp. 176, 2008, Montevideo, Uruguay. http://unesdoc.unesco.org/images/0015/001592/159245s.pdf

Ouvrage Collectif., coodonner X. Gauquelin &T. B. Courbaud (2006) *Guide des Sylvicultures de Montagne. Alpes du Nord Française*, 289 pp. CEMAGREF-ONF.

Rey, F.; Ladier, J. & Hurand, A. (2009) Forêts de protection contre les aléas naturales: Diagnostics et Stratégies, 111 pp., Édition Quae. Siva
http://www.bafu.admin.ch/naturgefahren/01920/01964/index.html?lang=de
http://esmemoriaus.blogspot.com.es/

Hydrogeophysics contribution to the development of hydrogeological conceptual model of coastal aquifers – Albufeira-Ribeira de Quarteira aquifer case study

Métodos hidrogeofísicos aplicados ao desenvolvimento do modelo hidrogeológico conceptual de aquíferos costeiros – caso de estudo do aquífero de Albufeira-Ribeira de Quarteira

Alain P. Francés[(1)], Elsa C. Ramalho[(1)], Judite Fernandes[(1)], Michel Groen[(2)], Joel de Plaen[(2)], Rui Hugman[(3)], Mohamed A. Khalil[(4)], Fernando A. Monteiro Santos[(4)]

[(1)] LNEG - National Laboratory of Energy and Geology, Apartado 7586 – Alfragide, 2610-999 Amadora, frances.alain@lneg.pt, elsa.ramalho@lneg.pt, judite.fernandes@lneg.pt

[(2)] VU University Amsterdam, Faculty of Earth and Life Sciences, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands, m.m.a.groen@vu.nl, joel.deplaen@gmail.com

[(3)] UALG - Geo-Systems Centre/CVRM, Universidade do Algarve, 8005-139 Faro, Portugal, rui.hugman@ist.utl.pt

[(4)] IDL - Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Ed. C8, 1749-016 Lisboa, Portugal, khalil250@hotmail.com, fasantos@fc.ul.pt

SUMMARY

We applied geoelectrical and electromagnetic (time and frequency domains) hydrogeophysic methods to retrieve the structure of the Albufeira-Ribeira de Quarteira coastal aquifer (Algarve, Portugal) and to update the current hydrogeological conceptual model (HCM). The results allowed detecting the freshwater–saltwater interface along the coast line, identifying the water-bearing layers and aquitards and their hydraulic relationships, as well as explaining the location of the inter- and subtidal freshgroundwater discharge. These results will be integrated further works in a hydrogeophysics-based HCM that will support the setup of variable-density groundwater flow numerical model.

1 INTRODUCTION

Coastal areas concentrate economic activities related to harbors and maritime transport, being also propitious to the development of beach tourism due to a pleasant climate and quality of life. These characteristics explain that they aggregate ~50 % of the world's population and ~75 % in Portugal (Creel, 2003; Presidência do Conselho de Ministros, 2009). Coastal aquifers (CA) generally ensure part or totality of water supply to domestic, agricultural, industrial and tourism sectors. The increase of the permanent population and tourists during the dry season constitute a tremendous pressure on the CA groundwater resources. Besides threats common to any aquifer, such as overexploitation, pollution by waste water or leaching of contaminates, decrease of groundwater recharge due to climate change and soil impermeabilization in urban areas, CA are also vulnerable to seawater intrusion and upconing that provoke fresh water salinization (Dörfliger, 2013; Post, 2005). The protection of the groundwater resource in coastal areas and its sustainable management, in conjunctive use with other water resources (e.g. surface water, desalinized seawater), require the understanding of the CA hydrogeology. Since the late XIX century, hydrogeologists developed tools to study CA, such as analytical models (Dingman, 2002; Fetter, 2001; Oude Essink, 2001), numerical models of variable-density flow and solute transport (Bakker and Schaars, 2005; Langevin et al., 2007), field data acquisition methods including airborne and ground-based geophysics (Auken et al., 2010; Henderson et al., 2010; Kok et al., 2010) and automatic data acquisition systems that allow high-resolution monitoring of groundwater level, temperature and salinity (Dörfliger, 2013; Poulsen et al., 2010). These tools allowed to identify and map CA occurrences (Custodio, 2010 and other papers of the "Saltwater and freshwater interactions in coastal aquifers" issue of Hydrogeology Journal; Fleury et al., 2007), as well as to better understand their dynamic (Aunay et al., 2007; de Montety et al., 2008; Dörfliger, 2013; Post and Abarca, 2010; Werner et al., 2013) and to improve their management (Aunay et al.; Barazzuoli et al., 2008). However, there are still scientific challenges to be solved in order to support the resolution of real world problems. Following Post (2005), these challenges are grouped in: (i) conceptual issues; (ii) mathematical models; and (iii) subsurface characterization. Indeed, the theoretical conceptual model of the steady-state freshwater–saltwater interface (FSWI) is more an exception than a rule. The position of the FSWI is ruled by highly dynamic processes and varies spatio-temporally. This results in some cases in deep submarine groundwater discharge (SGD) and in other cases in continental brackish springs above seawater level. It was showed that the position of the interface and the distribution of fresh and saline groundwater is also a result of sea transgression and regression at long time scale, i.e. hundreds of thousands of years (Fleury et al., 2007; Post, 2005; Post et al., 2013). Multilayer aquifers separated by aquitard and aquiclude, as well as geological settings such as karstification, complicate the theoretical framework. Mathematical models of variable-density groundwater flow may help in understanding the aquifer dynamic and support management decision. Such models require parametric and geometry knowledge of the aquifer obtained by subsurface characterization methods. Subsurface data are generally scarce because invasive methods such as borehole drilling and associated aquifer tests are expensive and time-consuming. Hydrogeophysics provides non-invasive methods of subsurface data acquisition that efficiently complement direct observations. As each method has its own characteristics and capability, their complementary use allows covering a wide range of hydrogeological problems, including the CA specificities.

In this study, we present a hydrogeophysics-based methodology to contribute to the development of CA hydrogeological conceptual model (HCM). Hydrogeophysics methods were applied to: (i) detect the FSWI along the coast line; (ii) identify the water-bearing layers and aquitards and relate them with the geological formations and SGD localization. The hydrogeophysics results were interpreted using complementary information such as boreholes logs, regional static piezometric map and analytical models of the FSWI. We applied this methodology to the Albufeira-Ribeira de Quarteira (ARQ) CA (Algarve, south of Portugal) in the framework of the FREEZE project (PTDC/MAR/102030/2008, FCT founding), which main objectives were to detect and characterize SGD and their impact on submarine ecosystems (Carrara, 2012; Encarnação et al., 2013).

2 METHODOLOGY

The general methodology was composed by two main steps: (i) review of geological and hydrogeological information (maps, reports, thesis and articles) to identify uncertainties related with 3D aquifer structure, hydraulic relationships between geological formations and position of the FSWI; (ii) selection of key-sites where hydrogeophysics methods were carried out to clarify the identified problems. These analyses were complemented with the following auxiliary data: (i) boreholes logs; (ii) hydraulic heads records; (iii) analytical models of the FSWI.

2.1 Study area

The study area is located in the Algarve region, the southernmost province of Portugal, characterized by a warm Mediterranean, semi-arid climate. The Algarve mean annual temperature and precipitation are around 17º C and 600 mm, respectively. The precipitation regime is irregular, having intermittent periods with heavy rains in the winter and a long dry period in the summer.

The southern coast of Portugal is characterized by an important development of the tourism sector, particularly demanding in water supply directly but also indirectly for the irrigation of the numerous hotels, resorts and golf courses flanking the coast of the area. Furthermore the water abstraction for agricultural purpose, such as the irrigated market gardening, represents a significant need of water. The vegetation is mainly composed by citrus tree used for cultivation and other commercially attractive trees such as olive, almond and cork oak trees.

The geomorphology of the Algarve littoral is characterized on the East by a shore line of sandy deposit and the West by a platform forming a cliff well observed between Albufeira and Olhos de Água. Inland, the area can be described as coastal plain with low relief, bordered on the north by jurassic limestone with a more pronounced relief. Several characteristic karstic features can also be observed such as doline and dry valleys.

2.1.1 Geology

The onshore Meso-Cenozoic Algarve basin is an E-W trending sedimentary basin filled by more than 4000 m of sediment lying on Carboniferous schists and greywackes. Discordantly on the paleozoic substratum, sandstones and conglomerates of the "Arenitos de Silves" deposited during the middle to upper Triassic, followed by the "Complexo Pelítico Carbonatado-Evaporítico". This sedimentary cycle ends with a volcanic-sedimentary complex related to the first rifting phase (Manuppella, 1992). These formations with the carboniferous formation constitute an impermeable substratum.

During the Lias, limestones and dolomites (600 m thick) deposited in central Algarve, extending from Lagoa to Tavira. The transition to the Dogger is marked by an erosional phase followed by deposition of oolitic limestones and marls (350 to 500 m of thickness). Lias and dogger formations constitute the most important aquifers of the region since they present good hydraulic properties, large thickness and outcrop extensively (e.g. M5 aquifer in Figure 1). Moreover, these formations have been affected by an intense secondary dolomitization process that produced their high porosity and permeability.

During the Malm, mainly in the upper Oxfordian-lower and middle Kimmeridgian, the variation between sedimentary environments increases due to a second phase of rifting. From the upper Kimmeridgian on, an inner platform environment develops, promoting thick regressive carbonate sequences with maximum expression in the Tithonian-Cretaceous. These formations have good hydrogeological properties and support important aquifers systems, namely ARQ.

The transition to the Cretaceous is marked by a marine and fluvial sedimentation, while in the lower Aptian the subsidence increases and begins a transgressive episode due to the North Atlantic expansion. The lower Cretaceous sediments are composed by marls, limestones, dolostones and a few sandy and conglomeratic levels. Hydrogeologically, they are less favorable than the jurassic formations even if they can support aquifers when sufficiently thick and extended.

The Lagos-Portimão Formation corresponds to deposits of carbonate platform, developed during a long time span (lower Burdigalian to upper Serravallian). Strongly affected by karstification, this formation overlies the carboniferous, jurassic, cretaceous and possible paleogene units with angular unconformity, stratigraphical hiatuses or paraconformaties (Pais et al., 2000). From hydrogeological point of view, this formation is very productive and constitutes an important source for fresh water supply and irrigation. Next, the sedimentation conditions passed from carbonate to siliciclastic environments during the lower Tortonian with the deposition of the Olhos de Água Sands (Pais et al., 2000).

The Faro-Quarteira Sands corresponds to quaternary continental sedimentation of siliciclastic deposits with reddish colors (50 m maximum thickness). This formation covers most of the Algarve region, being largely exploited for irrigation purposes trough traditionally large wells called "noras".

2.1.2 Hydrogeology

The ARQ aquifer system (M6 in Figure 1) was characterized by Almeida and Lourenço da Silva (1990) and Almeida et al. (2000). These last authors defined the limit of the ARQ, as shown in Figure 1, with the aim to define inventory and management units.

The water-bearing formations are composed by detritic-carbonate rocks dating from Miocene and upper Jurassic (Table 1 and Figure 1). The two formations, called from here jurassic and miocenic aquifer respectively, are supposedly separated by the cretaceous aquitard, identified in Figure 2 (right). Structural conditions allow, in some sectors, the contact between the two water-bearing formations, making possible hydraulic connection. Between Albufeira and the Quarteira river, the subtabular Miocene is tilting slightly towards S-SE (Figure 2 right). Miocenic formations sedimented with strong angular unconformity over the cretaceous and jurassic formations (Figure 2 right). They are partly recovered by the plio-quaternary formations that act as an aquitard, confining unit.

The diapir west of Albufeira (Figure 1 and Figure 2 left) was responsible for the strong angular unconformity (near 90°) between the Miocene and Cretaceous. Another not outcropping diapir, but whose presence is denounced by hydrochemical characteristics of the groundwater, is located E of Escarpão, extending southwards to the vicinity of Patã de Baixo, i.e. on the west border of the ARQ, along the Quarteira river.

The aquifer system boundaries are defined by three tectonic major accidents (Figure 1):

- East: the NW-SE Quarteira fault, which conditioned the Miocenic sedimentation since the eastern compartment (M7 aquifer) is thicker (180 m) than the western compartment (80 m, ARQ-M6 aquifer);
- North: W-E Sagres-Algoz-Vila Real de Santo António fault zone (see also Figure 2 left);
- West: N-S Albufeira fault and Albufeira diapir (see also Figure 2 left).

The south boundary is formed by the seacoast. Inter and subtidal springs of fresh to brackish water along the coast line, in particular at Olhos de Água (Figure 1), indicate that ARQ discharges into the sea. Another discharge area is the Quarteira river (Almeida et al. 2000; Reis 2007), although this stream may also be influent.

Transmissivity was estimated in 30 boreholes exploiting the Miocenic formation. It ranges between 84 e 3080 $m^2.day^{-1}$, with average of 540 $m^2.day^{-1}$ and median of 235 $m^2.day^{-1}$ (Almeida and Lourenço da Silva, 1990).

Recharge was originally estimated for the ARQ as 8.7×10^6 $m^3.year^{-1}$ (Almeida et al., 2000), based on an average rainfall of 550 mm and considering recharge rates of 50% for the jurassic and 15% to the miocene lithologies. Monteiro et al. (2007) presented a value of 5.4×10^6 $m^3.year^{-1}$ based on an average precipi-

tation of 593 mm/yr and corresponding to the infiltration of 23% of the rainfall on the areas of occurrence of formations with an intergranular porosity, and between 63% and 69% on the areas of occurrence of karst formations.

Groundwater abstraction for public supply extracted 3.3×10^6 m^3/year in 1993 (Almeida et al., 2000) and 8.43×10^6 m^3/year (~30% of the estimated average annual recharge) in 1999 (Hugman et al., 2013). After 1999, public water supply was mainly ensured by surface water. Almeida et al. (2000) estimated as 3.5×10^6 $m^3.year^{-1}$ (~12% of the estimated average annual recharge) the water extractions for irrigation in 1979.

Recently numerical flow models were applied to quantify the SGD and the impact of changes in groundwater use (Hugman et al., 2013; Monteiro et al., 2007). These authors used the ARQ boundaries defined by Almeida et al. (2000) and shown in Figure 1.

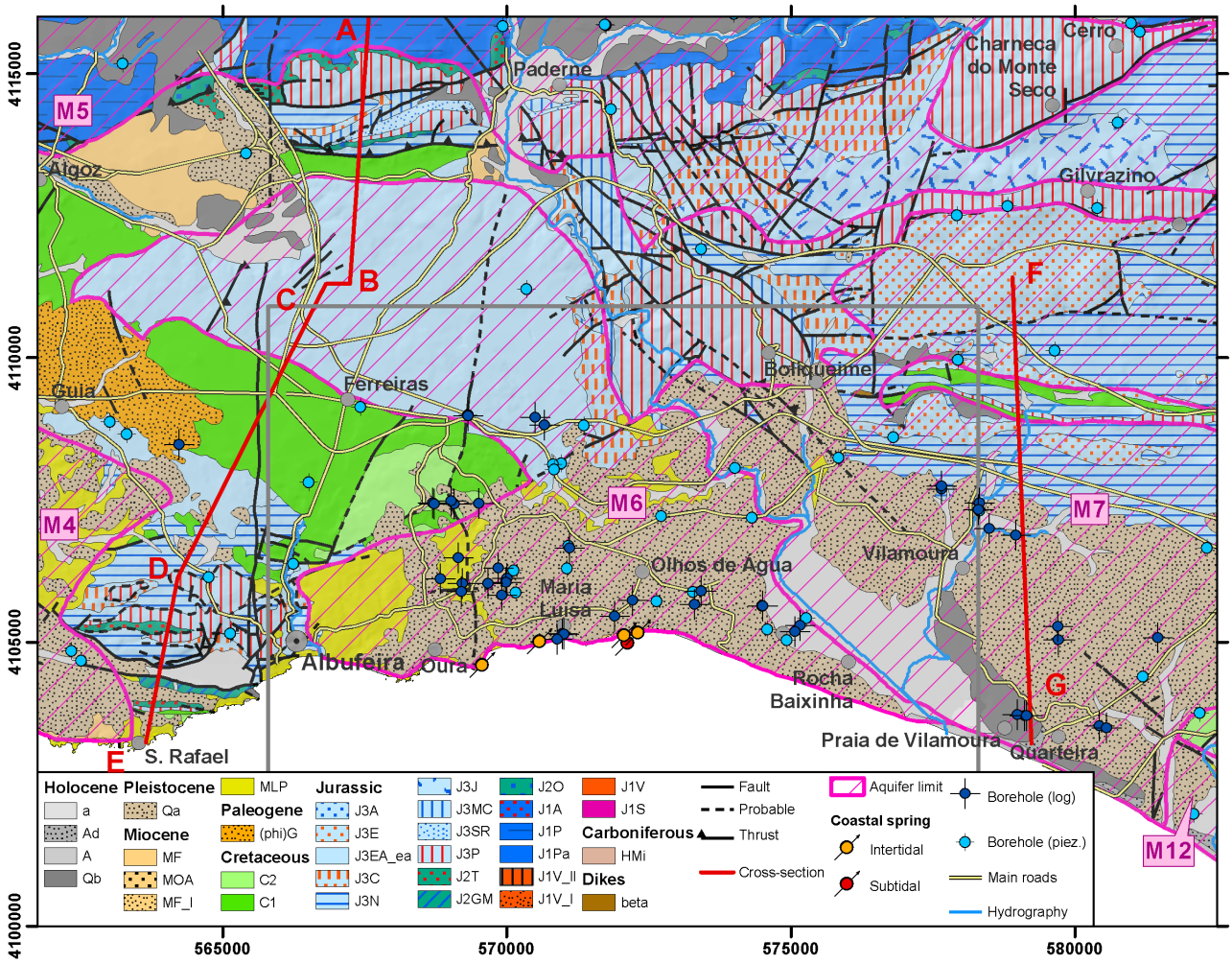


Figure 1 - Geological map of the study area (adapted from Manuppella, 1992). Grey rectangle indicates the position of Figure 5. Coordinates system (also in next figures): UTM N29, WGS 84. Aquifer systems abbreviations (Almeida et al., 2000): M4 Ferragudo - Albufeira; M5 Querença - Silves; M6 Albufeira - Ribeira de Quarteira; M7 Quarteira; M10 São João da Venda - Quelfes; M12 Campina de Faro.

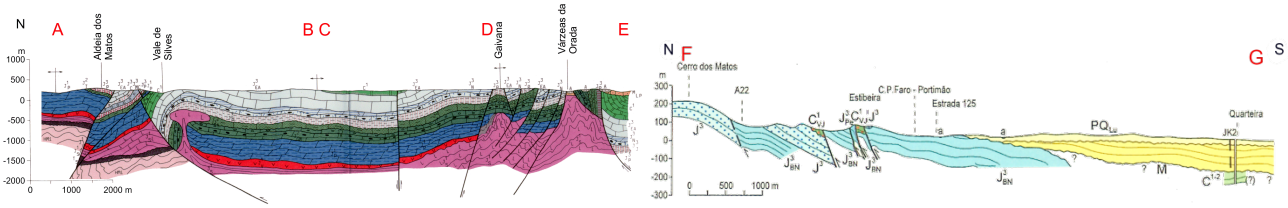


Figure 2 – Geological cross-sections (left: Manuppella (1992); right: Manuppella et al. (2007)), location in Figure 1.

Table 1 – Lithostratigraphy and hydrostratigraphy of the study area (adapted from Almeida and Lourenço da Silva, 1990; Almeida et al., 2000; Manuppella, 1992; Pais et al., 2000).

Epoch	Age	Symb.	Formation		Lithology	Thickness	Main lithology	Hydrostratigraphy
Pleistocene?	?	Qa	Faro-Quarteira sands		Clayey sandstones with pebbles intercalations	10-30m	Detritic	Aquitard
Pliocene	Piazencian	MOA	Olhos de Água sands		Feldspathic sands, pebbles			
Miocene	Burdigalian-Serravian	MLP	Lagos-Portimão Formation		Biocalcarenites, yellow or pink, sandy limestones and sandstones	30-85m	Limestone	Aquifer
Lower Cretaceous	Aptian	C2	Limestones and marls with *Palorbitolina lenticularis*		Massive limestones and marls, brownish	10m	Marl and limestone	Aquitard
	Barremian	C2	Marls with *Choffatella decipiens*		Marls, sandstones, marly limestones and dolomites	25m		
	Berriasian	C1	Sobral sandstones		Sandstone with quartz gravels, pebbles and pelites, redish to purple	50m	Detritic	
Upper Jurassic	Titonian	J3A	Limestones with *A. lusitanica*		Massive limestones whitish with calciclastic intercalations	650m	Limestone and dolomite	Aquifer
	Kimmeridgian	J3_EA	Escarpão limestones	Transition limestones	Massive limestones whitish with clayey intercalations			
		J3E		Limestones with *V. striata* and *C. jurassica*	Massive limestones, whitish to grey			
		J3_EA		Limestones with *A. jaccardi*	Massive limestones, whitish, with Nerineas and oncolithes			
		J3N	Sta Bárbara de Nexe dolomitic limestones and dolomites		Dolomitic limestones and dolomites, pinkish or yellowish			
		J3C	Cerro da Cabeça biolimestones		Massive limestones with recif fossiles			
	Oxfordian-Lower Kimmeridgian	J3P	Peral marls and limestones		Alternance of sandy and or marly limestones, massive, yellow and grey, with blue/grey marls	80-100m	Marl and marly limestone	Aquiclude

2.2 Hydrogeophysics

As there are still uncertainties in the ARQ conceptual model, we applied hydrogeophysic methods to contribute to review and hypothetically upgrade the ARQ geometry, boundary and structure, including hydraulic relationships between the hydrogeological formations. The geophysical methods we used consisted on: (i) 1D time domain electromagnetics (TDEM); (ii) quasi-2D frequency domain electromagnetics (FDEM); (iii) 2D continuous vertical electrical soundings (CVES).

2.2.1 Time domain electromagnetics

We used a TEM-FAST 48 from Applied Electromagnetic Research (AEMR) company with square loop of 25 or 50 m side (1 turn) in coincident loop configuration with an input current of 24 V and 4 A. A minimum of 3 curves at each site was acquired to confirm the repeatability of the measurement and the absence of EM noise induced by galvanic and/or capacitive coupling (Danielsen et al., 2003). The data were inverted using the software TEM-RES v7 from AEMR. When necessary, noisy data were firstly removed. Afterwards, using automatic inversion and trial and error method, a theoretical curve was fitted on observed data. The criterion of selection of the final solution was based on the minimum number of layers for the same quality of fitting, as well as hydrogeological knowledge of the area completed by local observation or borehole logs and coherency with the other geophysical methods.

2.2.2 Frequency domain electromagnetics

We used an EM-34 from Geonics instrument. The Geonics EM-34 device allows conducting a fast mapping of the lateral geolectrical variability of the subsurface, being particularly suitable to map saline intrusions (McNeill, 1980). It is composed by a transmitter coil Tx and a receiver coil Rx located at a predefined distance from Tx. This method is extremely easy and fast to use in the field and requires a minimum of 2 operators, one at each coil. During the data acquisition operations, special care must be taken regarding possible electrical interferences (industrial noise, transport lines of 50/60 Hz or even atmospheric noise).

At each measurement point, we obtained a vertical sounding with the 6 possible configurations, i.e. horizontal and vertical dipoles with cable spacings of 10, 20 and 40 m, allowing to reach investigation depths between 7.5 and 60.0 m. With several soundings along a line and applying a proper inversion algorithm, it is possible to obtain a subsurface 2D profile of the electrical resistivity variation. In this study, geoelectrical 2D modeling was conducted using the algorithm EM34-2D, which applies a 1D laterally constrained method (Santos, 2004). The obtained profiles allow to

visualize a model of the vertical distribution of electrical conductivities. The inverse problem is solved using a smooth inversion, where each 1D conductivity model, obtained beneath each measurement site, is constrained by its neighbors.

2.2.3 Geoelectrical

CVES were acquired in the field using an IRIS Syscal pro and an ABEM Terrameter SAS-4000. The former was configured with 4 cables 90 m long and a total of 72 electrodes, the latter with 4 cables 100m long and a total of 64 electrodes. We used several arrays such as schlumberger, wenner and dipole-dipole. We also used a Scintrex TSQ-3 equipment with 18 electrodes in dipole-dipole array with 1350 m length to detect large geological structures. Inversions were performed using RES2DINV v3.53, generally using model refinement and robust inversion. Bad datum points and points with RMSE > 60 or 80 % were removed from the inversion.

2.3 Auxiliary information

2.3.1 Boreholes logs

The lithological information of 45 borehole logs (Figure 1) obtained in drilling companies reports were collected from several institutions' archives (Laboratório Nacional de Energia e Geologia – LNEG, Agência de Região Hidrográfica do Algarve - ARHA). The boreholes logs were interpreted to associate the described lithologies to the geological and hydrogeological formations referred in Table 1. This information was used to support the interpretation of the hydrogeophysics results.

2.3.2 Hydraulic heads and regional static piezometric surface

The objective of the piezometric analysis was not to obtain a regional piezometric surface *per se* but to highlight high and low hydraulic gradient areas to detect hydraulic barriers, preferential flow zones and other relevant hydrogeological features. The retrieval of a reliable static piezometric surface requires the availability of a good spatial distribution of boreholes and measurements made during a short period with same hydrological conditions. Although a high boreholes density was available in the ARQ CA, most of them are under exploration and equipped with pumps, which does not allow us to use a dipper (high risk of blocking the dipper's tape with the pump's cables). Hydraulic heads measurements were only possible in 22 boreholes equipped with dip tube and belonging to the Albufeira municipality (CMA). Hydraulic heads were also available from 69 boreholes belonging to the monitoring program of the Portuguese Water Institute (INAG, snirh.pt). We thus compiled the historical data from INAG and CMA archives to obtain the final hydraulic heads dataset composed by records from March 1978 to December 2013 of 91 boreholes. Note that the piezometric measurements in the CMA boreholes were made after being deactivated, i.e. from 2001. They thus correspond to the static piezometric level.

The maximum number of concomitant hydraulic heads was only 29 (8 of them inside the ARQ area). We thus elaborated the static piezometric surface using the lowest hydraulic head at each of the 91 boreholes to retrieve the regional piezometric surface. We assumed that the lowest hydraulic head is the most reliable value in absence of pumping because the recession part of the well hydrograph follows an exponential decay that is asymptotic towards the local base level (Dingman, 2002). After selecting the lowest hydraulic heads, we interpolated it using simple kriging.

2.3.3 Analytical models of the freshwater–saltwater interface

The Dupuit-Ghijben-Herzberg model (Dingman, 2002; Fetter, 2001) allow to compute the position of the FSWI under the assumptions of sharp interface and 1D flow in a homogeneous unconfined coastal aquifer, as following:

$$z = \sqrt{2xq_tG/K} \quad (1)$$

where z is the depth of the interface below sea level, x is the distance inland from the coast, q_t is the groundwater discharge at the coastline per unit width, G is equal to $\rho_w/(\rho_s - \rho_w) \simeq 40$, with ρ_w and ρ_s density of fresh and salt water respectively, and K is hydraulic conductivity.

However in this model the FSWI intercepts the water table at the coastline, which doesn't correspond to the real situation. The Glover model (Dingman, 2002; Fetter, 2001) considers an outflow face of freshwater discharge into the sea as following:

$$Z = \sqrt{2xq_tG/K + {q_t}^2G^2/K^2} \quad (2)$$

$$x_0 = -q_tG/2K \quad (3)$$

$$h = \sqrt{2xq_t/GK} \quad (4)$$

where x_0 is the width of the outflow face and h is the height of the water table above sea level.

3 RESULTS

3.1 Regional static piezometric surface

The regional static piezometric surface obtained by interpolation of the lowest hydraulic heads of 91 boreholes is shown in Figure 3. The depth of most of these boreholes is unknown. However, from the analysis of the borehole with logs (Figure 1), we observed that boreholes screen the shallowest aquifer and are connected with only one aquifer.

The regional static piezometric surface (Figure 3) highlighted the limits of the ARQ aquifer and its compartments. It confirms the north limit that is marked by a clear contrast between high hydraulic heads in ARQ and low hydraulic heads in Querença-Silves aquifer (respectively M5 and M6 aquifers in Figure 1 and Figure 3). The east boundary is also confirmed since the computed equipotential lines are parallel to the Quarteira river when boreholes are available at the both side of the river. The west boundary is also strongly marked by a strong contrast of hydraulic heads between ARQ and Ferragudo – Albufeira aquifer (M4). A clear distinction can also be made between the hydraulic heads in the Jurassic and the Miocenic formations inside the ARQ, showing clearly that these two aquifers are not fully hydraulically connected. The general flow direction is towards South in the miocenic aquifer while it is south and SE in the Jurassic aquifer. Note that the increase of hydraulic heads between Oura and Albufeira, i.e. in an area of miocenic outcrops, seems to be an artifact because no boreholes are available in this area. At north of this sector, the hydraulic heads in the cretaceous outcrops are in continuity with the one of the Jurassic formations. This fact is supported by the hydraulic heads of 3 boreholes located in the cretaceous outcrops. Although the depth of these boreholes is unknown, it is very probable that they are implemented in the Jurassic aquifer, which means that the jurassic aquifer extend towards the sea below the cretaceous and the miocenic formations.

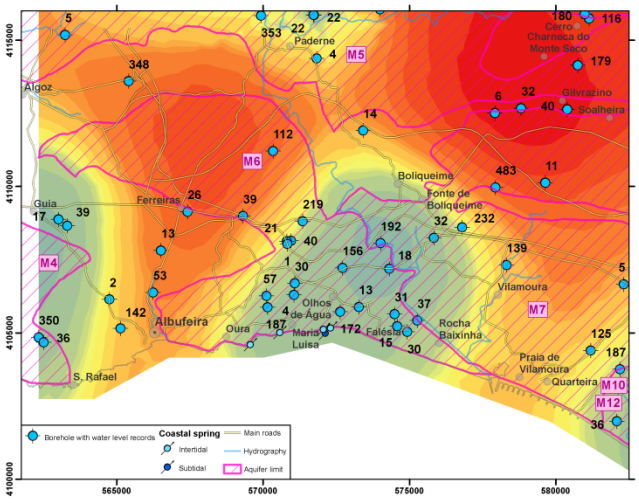


Figure 3 – Regional static piezometric surface retrieved using the lowest hydraulic head of each borehole (black label next to the borehole symbol indicates the number of values). Red colors indicate high hydraulic heads, blue colors indicate low hydraulic heads.

3.2 Analytical models

The analytical models were applied using the collected information of the aquifer system, i.e. hydraulic conductivity of 1 and 5 m.d^{-1} (minimum and intermediate values) and recharge of 23800 m^3.d^{-1}. We tested the impact of low and high recharge by applying a multiplier factor *n* with value of 0.5, 1.0 and 2.0.

The application of the analytical models (Figure 4) shows that:

- the width of the outflow interface (x_0) varies from 119 m to 6 m, while the depth of the FSWI at coast line varies between 238.0 and 11.9 m. Subtidal springs were indeed observed during diving at ~120 m from the coast (Figure 1).
- high recharge and low K, as they increase the hydraulic gradient, provokes wider outflow face as well as deeper and steeper FSWI.
- the interface inclination is smooth for the intermediate case (i.e. K = 5, n = 1). At 200 m from the coast line towards inland, the FSWI is only 100 m deep. With the lowest recharge (n = 0.2), the depth is 100 m at 400 m of the coast and 150 m at 1 km. Note that with the maximum K (100 m.day^{-1}), the Glover model indicate much shallower FSWI (plot not shown here).

Although these facts indicate a high risk of upconing since boreholes in the ARQ area reach the depth of the modelled FSWI, the real hydrogeological settings (high heterogeneities with spatially variable K, karstification and confining units) are much more complex that the one assumed in the model. Nevertheless, the Glover model gives a valuable information about the FSWI position and its dynamic.

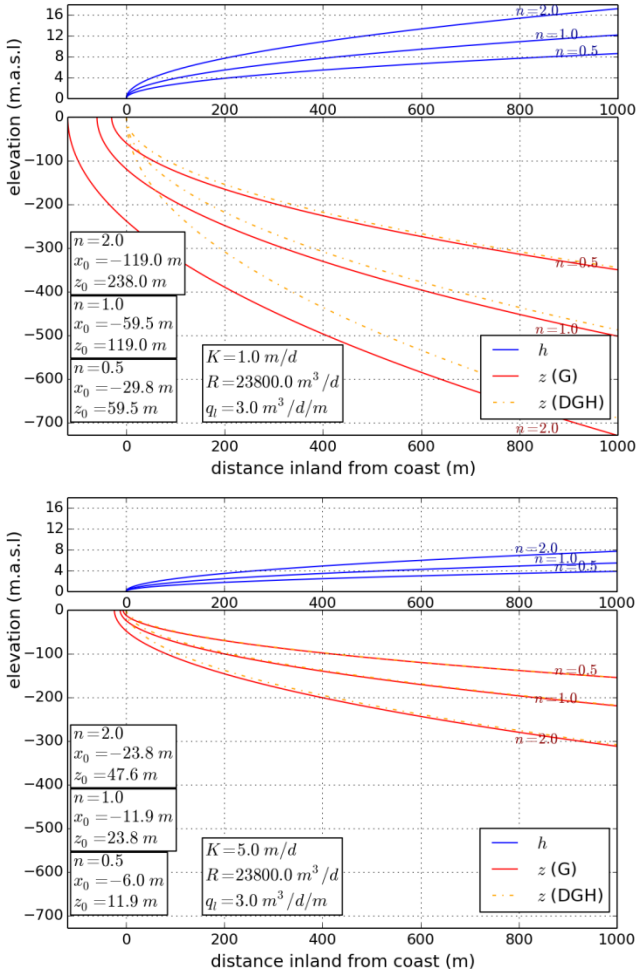


Figure 4 – Analytical model of the freshwater-saltwater interface (note the difference of vertical scale above and below sea water level). G: Glover model;GDH: Dupuit-Ghyben-Herzberg model; z_0: depth of the interface at the coast line; n: recharge multiplier. See text for other abbreviations.

3.3 Hydrogeophysics

Based on the previous analysis, we detected the following questions in relation to the current ARQ limits and structure:

- Is the cretaceous present between the miocenic and jurassic aquifers?
- Is the cretaceous stripe outcropping between the jurassic and the miocenic in the central west part of the aquifer, i.e. between Ferreiras and Albufeira, a hydraulic barrier or just aquitard semi-confining the jurassic aquifer?
- What is the shape and position of the FWSI, and its spatial variation along the coast?
- How can we explain the concentration of the SGD, namely at Olhos de Água?
- How deep is the piezometric surface between Oura and Albufeira?

These questions are relevant to setup a variable-density groundwater flow numerical model and may have strong implications in the computing of its resultant water balance. To check the hydrostratigraphy, hydraulic relationships, depth of the water table and detection of the FSWI, we performed hydrogeophysical surveys between January 2013 and December 2013 composed by 18 TDEM soundings, 3 FDEM profiles, 11 CVES profiles organized in 5 transects transversal and longitudinal to the main groundwater flow (A, B, C, D and E in Figure 5). The methods were used to detect the position and slope of the FSWI by surveys on the coastal cliffs (TDEM, CVES), along the beach (CVES) and in profiles perpendicular to the coast (FDEM). TDEM and CVES were also used to detect the water bearings formations, as well as the cretaceous aquitard below the miocenic aquifer. For this last purpose, 2 CVES were realized using the Scintrex equipment to detect in depth the geological contact. CVES method was also performed to detect karstic structure and fresh water springs on the beach due to its relatively high-resolution and cross-sectional characteristics. Note that the high urban development in the study area constrained the use of hydrogeophysics (lack of extension to deploy CVES cables, electromagnetic noise limiting the use of TDEM and FDEM) in areas that we considered important.

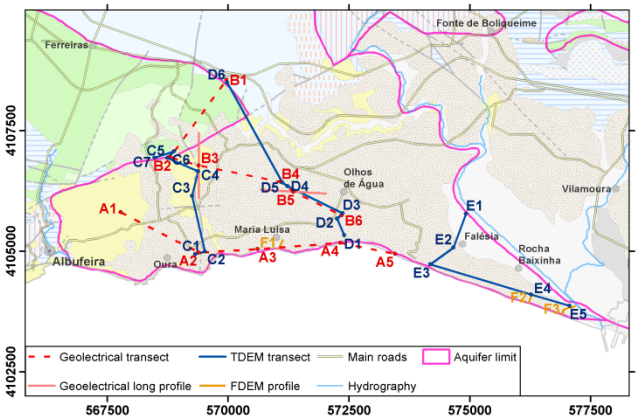


Figure 5 – Localization of the hydrogeophysics surveys.

The CVES longitudinal transect A1 to A5 (Figure 6) shows at A1 the water table at ~10 m above sea level (m.a.s.l.). Above, it corresponds to unsaturated miocenic aquifer with resistivity between 75 and 200 ohm.m. The saturated zone shows a ~15 m thick layer of resistivity ~50 ohm.m above a layer of low resistivity (10 ohm.m). As there is no clayey layer in the Lagos-Portimão formation, we interpreted this result as fresh water above brackish-salt water. The saltwater is very shallow, i.e. -10 m.a.s.l., at ~1300 m from the coast. For comparison, the Glover model with highest K = 100 m.d^{-1} (plot not shown here) indicates the FWSI at ~-50 m.a.s.l. at this coastline distance. The shallow salt water observed in A1 CVES can be explained by two processes: (i) upconing; (ii) diapirism. Independently of the source of the salt water, the salinization is probably provoked by the large volumes of groundwater pumped by private boreholes belonging to the many Albufeira touristic installations (hotels and resorts). Indeed,

the monitoring of the groundwater electrical conductivity in these private boreholes shows seasonal variations from 100 to 1000 µS.cm^{-1} (data gently provided by the Albufeira municipality).

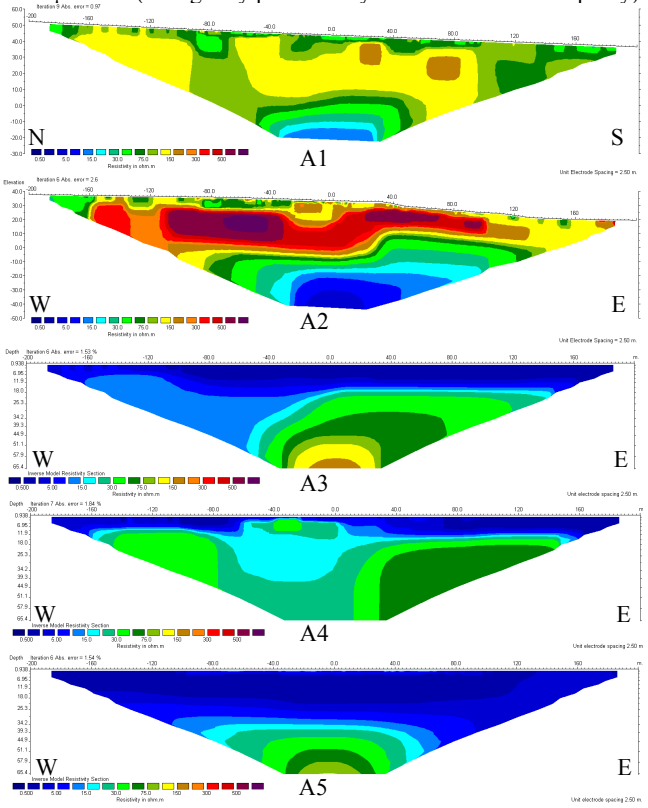


Figure 6 – Longitudinal transect of geolectrical profiles (see location in Figure 5).

At site A2, located at ~400 m from the coast, the highest resistive layer (100-600 ohm.m) corresponds to the plio-quaternary formations. Below, the ~50 ohm.m layer corresponds to saturated miocenic formations. As the plio-quaternary and the miocenic formations are outcropping on the nearby cliffs, we measure the elevation of this geological contact using a differential GPS. We found a very good agreement with the elevation obtained with the CVES. Moreover, the contact between the plio-quaternary and the miocenic formations shows an uplift on the right section of the CVES, i.e between abscissa 30 and 180 m. This uplift corresponds to the expression of the NS geological fault visible in Figure 1. The fact that the top of the saturated miocenic layer follows this uplift indicates that miocenic aquifer is confined by the plio-quaternary formations. The deepest layer is characterized by low resistivity (< 10 ohm.m) of saltwater, below a flat surface at -10 m.a.s.l. Together with the presence of a intertidal freshwater spring located W of the fault (Figure 1), these settings are in agreement with the Glover model. West of the fault, the freshwater layer is very thin (~10 m), which constitute a high risk of upconing. Indeed, the groundwater electrical conductivity measured from a private borehole located at the W edge of the CVES was between 2000 and 2500 µS/cm.

The CVES A3 to A5 present similar settings: low resistive layer (> 10 ohm.m) above a layer of resistivity ~20-100 ohm.m. The first layer corresponds to seawater in beach sands while the second to fresh groundwater in miocenic formations. This configuration is explained by coastal fringe processes, such as tidal dynamic and upper seawater recirculation zone (Werner et al., 2013). Karsts features, expressed by blocks of slightly different resistivity, are also visible on CVES A3 and A4. An intertidal freshwater discharge is visible at A4 between abscissa -60 and 0. Finally, the deepening of the top of the miocenic formation towards east is clearly visible from A4 to A5. However the plio-quaternary was expected between the sand beach and miocenic expression, but either it is not present or its resistive signature is similar to the sand beach, which is probable due to the presence of saturated clayey lithologies.

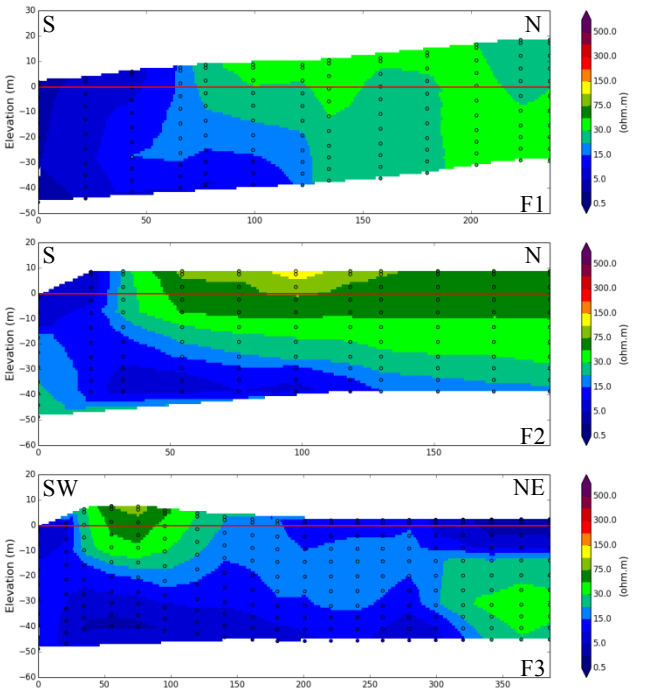


Figure 7 – FDEM profiles. (see location in Figure 5). These profiles show steep (F1) and smooth (F2 and F3) inclined freshwater-saltwater interface. All profiles were starting from the beach, located at South.

The FDEM profiles of Figure 7 show at S formations with seawater, characterized by low resistivity (<15 ohm.m) and at N freshwater saturated formations with resistivity of ~30-50 ohm.m. At F1 the freshwater formations correspond to miocenic aquifer while at F2 and F3 they correspond to alluvium, dune and beach sands. The slope of the FSWI is clearly imaged, showing a steep inclination at F1 while at F2 and F3, located in the most oriental part of the AQR, the inclination is smooth. This geometry was expected and is in agreement with the Glover model, since the hydraulic heads are quite low in the oriental sector. Below the Quarteira river, at NE of the F3 profile, the ~30-50 ohm.m resistivite layer seems to indicate fresh groundwater. Above, the low resistivity layer indicates saltwater intrusion from the Quarteira stream inside the alluvium aquifer. This profile exemplifies the complex relationships between the Quarteira river and the aquifers, with a temporal variation of influent and effluent characteristics at the same location.

On transect B (Figure 8), B1 makes visible the contact diving towards S between jurassic and cretaceous formations (respectively resistivities of ~100-200 ohm.m and ~10-75 ohm.m). The cretaceous formations have similar signature than saturated miocenic observed previously, although they show a larger range due to the presence of low resistivie clayey/marly layers. At B2, exclusively made in cretaceous formations, a fault diving towards NE seems to separate a blocks of lower resistivity at S of 100 m abscissa. The long CVES B3, east of B2, identified clearly a vertical anisotropy between abscissa 525 and 565 m with resistivity ~150-200 ohm.m. The interpretation is difficult since the plio-quaternary is covering the underlain geological formations. The water table was measured at 5 m.a.s.l in an abandoned borehole south of the B2 CVES. However, due to the coarse resolution, it is uncertain to recognize the water table on the B2 CVES. At B4, the interpretation is supported by a municipality's borehole 187 m deep. The surficial ~15 m thick, resistive layer (~100-200 ohm.m) corresponds to plio-quaternary formations. Below, the miocenic formations show resistivity between 30 and 100 ohm.m. The water level measured in the borehole was -5 m.a.s.l. but is not visible in the CVES profile, although a slight resistivity increase of resistivity is observed below this depth. The long dipole-dipole B5 CVES represents better the geological layering despite an unidentified structure with resistivity of 100-200 ohm.m in the middle of the profile. The borehole logs shows, below a plio-quaternary layer 26 m thick,

typical miocenic lithology from 16 to -54 m.a.s.l., that we relate to the B5 horizontal stripe between 0 and -80 m, and marly limestones between -54 and -97 m.a.s.l., probably cretaceous, that we related to the low resistivity below -80 m. Between 97 and 146 (bottom of the borehole), the log described grey and reddish hard limestones that may correspond to the jurassic formations. The differences in elevation between the borehole and the inverted resistivity profiles are due to the coarse resolution of the geoelectrical acquisition array (75 m inter-electrode distance). Finally, B6, located ~1km to ~600 m from the coast and A4, show ~20 m of plio-quaternary (resistivity of 150-700 ohm.m) on top of miocenic formations (resistivity of 50-100 ohm.m). As in A2, the miocenic is probably confined.

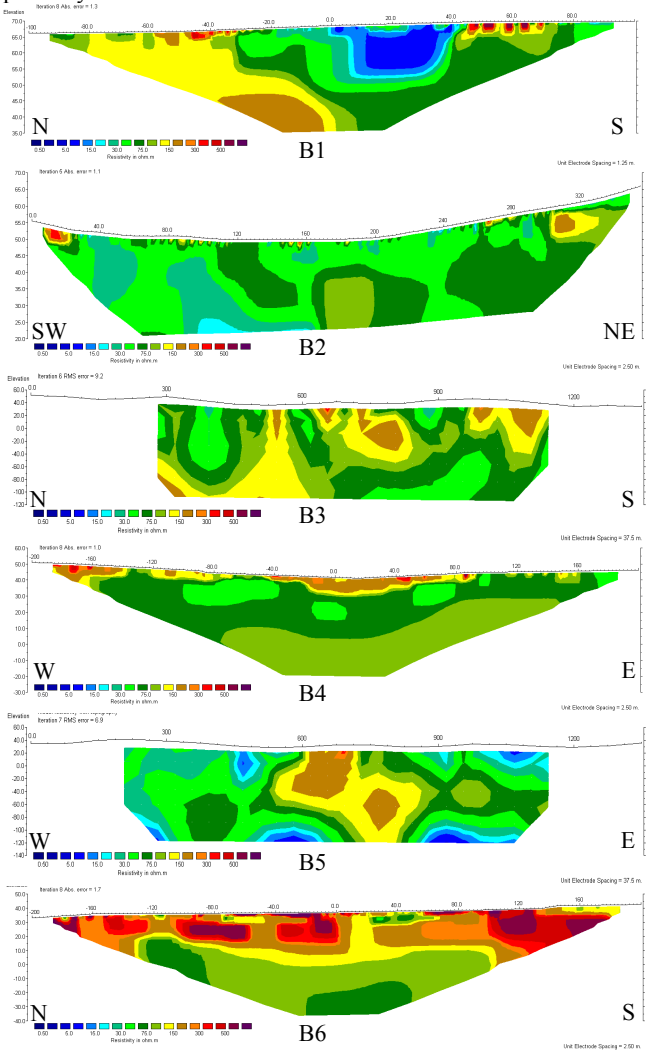


Figure 8 –Transversal transect of geoelectrical profiles (see location in Figure 5). Note that profiles B3 and B5 were ~1400 m long, reaching a depth of ~120 m, while the other ones were ~400 m long or less.

The TDEM C2, D1, D2, D3, close to coast shore, show low resistivity at their last layer, which depth increase from coast to inland. This contrast seems to indicate the FSWI. Above, the layer with resistivity between 20 and 75 ohm.m indicates the miocenic aquifer, in agreement with the CVES. The upper resistive layer (> 150 ohm.m) indicates the plio-quaternary unit. More inland, one can identify a low resistivity layer at C3, C4 and D5 (distance of ~2000 m from the coast) as well as in C78 (> 3000 m from the coast). This low resistivity at a far distance from the coast, as observed in CVES profile A1, may correspond to groundwater salinization due to upconing and/or diapirism. Finally, the E profile indicates similar information as CVES A3 to A5. The low resistivity observed at E1 (~15-20 ohm.m) seems to indicate that the Quarteira river is influent in the alluvium aquifer and provokes groundwater salinization. E2 gives information that may help to interpret the CVES A5. Below a high resistive layer (> 500 ohm.m) corresponding to unsaturated plio-quaternary observed on the cliff, a thin layer appears with very low resistivity, being above a layer with resistivity of ~30-50 ohm.m. The latter corresponds to fresh groundwater in the buried, confined miocenic aquifer, while the latter corresponds to saturated plio-quaternary that, due to its high clay content, shows very low resistivity similar to the the resistivity of seawater saturated beach sand.

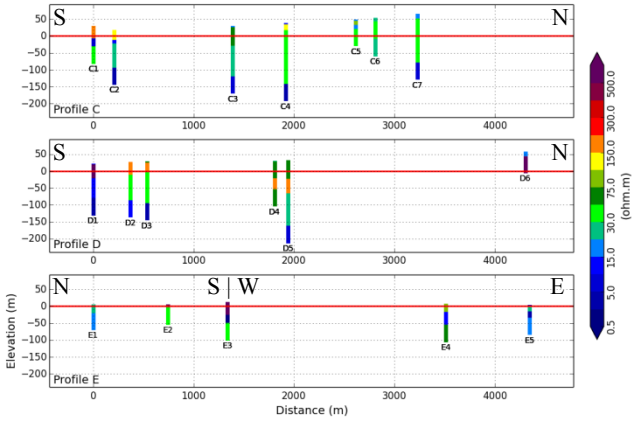


Figure 9 – TDEM transects (see location in Figure 5). Deepest layer arbitrarily set to 50 m thick.

4 DISCUSSION

4.1 Geolectrical model

The resistivity ranges of the hydrogeological formations of the study area are presented in Table 2. It was observed a very good agreement between the 3 geophysics technics. TDEM is more expedite to perform in the field, although more sensitive to EM noise, while CVES gave a very good overview of the spatial relationship between the hydrogeological formations.

Table 2 – Geoelectrical range of the formations. PQ: plio-quaternary; Mio: miocenic; Cret.: cretaceous; Jur.: jurassic; FW: freshwater; SW: saltwater; BW: brackish water.

Layer	Resistivity range (ohm.m)	Profile
Sand beach (SW)	<10	A3-5
PQ unsat.	100-700	A2, B4, B6, A2
PQ sat.	10-15	A3
Mio unsat.	75-200	A1
Mio. sat. (FW)	20-100	A-5, B4, B6
Mio. sat. (S/BW)	< 10	A1-2
Cret.	10-100	B1, B2, B5
Jur. unsat.	100-200	B1

Our results are in agreement with previous geoelectrical surveys (unpublished work from the Amsterdam Free University). For instance, one of this study (Elsendoorn et al., 1982) presents a NS geoelectrical profile made with 5 vertical electrical soundings (VES), located N to Olhos de Água and ~4 km long, in which the plio-quaternary has resistivity ~270 ohm.m, the saturated Miocene ~110 ohm.m, the upper cretaceous (C2 in Table 1) ~25 ohm.m, and the cretaceous C1 60-100 ohm.m. The cross section presents a subtabular plio-quaternary above miocenic and cretaceous formations diving towards S. The marly cretaceous formations were also identified below the miocenic ones by other authors in the Quarteira region (Carvalho et al., 2012; Carvalho et al., 2006; Geirnaert et al., 1982).

The hydrogeophysical interpretation is still ambiguous due to two main reasons: (i) too shallow depth of penetration; (ii) overlap of resistivity ranges of geological formations. The use of a complementary method, such as seismic (Carvalho et al., 2012) or magnetic resonance soundings MRS (Legchenko et al., 2009; Vouillamoz et al., 2012), which targets to other material properties (seismic wave propagation and presence of hydrogen, respectively), may be of great use to solve the two enunciated limitations.

4.2 Contribution to the ARQ HCM

The presence of the cretaceous between the miocenic and the jurassic formations seems to be confirmed by the geophysics results of this study and the previously cited studies. As the cretaceous formations behave as an aquitard, it explains the hydraulic heads difference between miocenic and jurassic aquifers. It is this probable that the jurassic aquifer recharge the miocenic aquifer through the cretaceous aquitard. Such hypothesis could be tested using numerical groundwater flow model. To do so, we propose to extend the current ARQ west boundary towards the Albufeira NS fault.

We also detected several accidents affecting the miocenic and cretaceous formations (CVES B1, B3, B5?) that were not identified in the geological map of Figure 1 simply because the plio-quaternary formation are covering the area.. These faults may have a strong influence in the hydrogeology and hydrochemistry of the groundwater, namely in groundwater salinization by diapir ascension. On other hand, seawater intrusion can occur very far from the coast. For instance, de Montety et al. (2008) showed than in a confined aquifer of the Camargue region (France), the proportion of saltwater reaches 98% in the aquifer at 8 km from the coast. Several CA in the mediterranean basin faces the problem of groundwater salinization, provoked in many cases by several sources (Mongelli et al., 2013; Trabelsi et al., 2012). To distinguish diapiric and sea origins, extensive hydrogeochemical survey must be done to complement previous work (Bronzini, 2011).

The concentration of the inter- and subtidal freshwater springs at Olhos de Água can be explained by the geological settings. Indeed, the submerse miocenic formations are confined by plio-quaternary at east of Olhos de Água. No SGD were detected in this area by off-shore surveys of electrical conductivity, temperature and depth in the sea, while between Albufeira and Olhos de Água there is clear indices of SGD (Sousa et al., 2013). With a groundwater flow towards S and SE, the groundwater is trapped in the submersed miocenic formations and the discharge must occur at Olhos de Água. Thesehypotheses also means that below the off-shore miocenic aquifer may store large groundwater resource, as it was recognized in recently in several world CA (Post et al., 2013). Once again, variable-density groundwater flow numerical model may be crucial to test such hypothesis. Such model would have to integrate the off-shore geology, which requires costly off-shore geophysics surveys and interpretation. On other hand, it would be very important to optimize the monitoring network, with at least one piezometer in each sector of the aquifer (unconfined jurassic, unconfined miocenic, confined jurassic below cretaceous, confined jurassic below miocenic and cretaceous, confined miocenic below plio-quaternary). The spatio-temporal assessment of groundwater recharge using hydrometeorological network and distributed recharge model coupled with groundwater model (Francés et al., 2011) is also of crucial importance to constrain the groundwater model and reduce uncertainties.

5 CONCLUSION

We performed a combination of TDEM, FDEM and CVES surveys to clarify some issues related with conceptual modelling of the ARQ CA. Our results are in agreement with other geophysical study in surrounding areas. The geophysical methods were effective in the detection of the position of the FSWI and allowed redefining the boundaries and 3D structure of the aquifer, as well explaining the SGD location. Such insights permit to elaborate hypothesis that can be tested by the implementation of numerical groundwater flow models. The interchange of information between numerical modelling and hydrogeophysics model is an iterative work towards less uncertain groundwater model and water balance, which could allow to improve the water management in CA and minimize groundwater salinization risk.

6 ACKNOWLEDGEMENT

This study was supported the project “FREEZE – Submarine Fresh Water Discharges: Characterization and Evaluation Study on their Impact on the Algarve Coastal Ecosystems” (PTDC/MAR/102030/2008), founded by Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT). We thank the Câmara Municipal de Albufeira for the access to the municipality boreholes, Edite Reis (ARHA) to provide the borehole data, Teresa Cunha (LNEG) to provide the digital geological cartography and Manuel Silva (LNEG) for the geoelectrical field work.

7 REFERENCES

Almeida, C.A.C., Lourenço da Silva, M., 1990. Hidrogeologia do Miocénico entre Albufeira e Ribeira de Quarteira. Geolis, IV(1 e 2): 16.

Almeida, C.A.C., Mendonça, J.J.L., Jesus, M.R., Gomes, A.J., 2000. Sistemas aquíferos de Portugal continental, Lisbon.

Auken, E. et al., 2010. The use of airborne electromagnetic for efficient mapping of salt water intrusion and outflow to the sea. The use of airborne electromagnetic for efficient mapping of salt water intrusion and outflow to the sea.

Aunay, B. et al., Hydro-socio-economic implications for water management strategies: the case of Roussillon coastal aquifer, Colloque international sur la gestion des grands aquifères, 150è anniversaire de la loi de Darcy, 50ème anniversaire de l'AIH (Association Internationale des Hydrogéologues), pp. 9 p.

Aunay, B. et al., 2007. A multidisciplinary approach for assessing the risk of seawater intrusion in coastal aquifers: The case of the Roussillon Basin (France). Aquifer Systems Management: Darcy’s Legacy in a World of Impending Water Shortage: Selected Papers on Hydrogeology 10: 459.

Bakker, M., Schaars, F., 2005. TheSea Water Intrusion (SWI) package manual Part I: Theory user manual and example, version 1.2, www.modflowswi.googlecode.com.

Barazzuoli, P., Nocchi, M., Rigati, R., Salleolini, M., 2008. A conceptual and numerical model for groundwater management: a case study on a coastal aquifer in southern Tuscany, Italy. Hydrogeology Journal, 16(8): 1557-1576.

Bronzini, S., 2011. Etude hydrogéologique de la zone d’Albufeira (Algarve, Portugal) et analyse des mécanismes de salinisation des eaux souterraines. Master en hydrogéologie et géothermie, spécialisation en hydrogéologie Thesis, Université de Neuchâtel, Switzerland, 83 pp.

Carrara, G., 2012. Submarine fresh groundwater discharge investigation: a multidisciplinary approach, VII Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica, Lisbon.

Carvalho, J., Ramalho, E., Dias, R., Pinto, C., Ressurreição, R., 2012. A Geophysical Study of the Carcavai Fault Zone, Portugal. Pure and Applied Geophysics, 169(1-2): 183-200.

Carvalho, J., Torres, L., Rocha, R., Dias, R., Mendes-Victor, L., 2006. A geophysical study of the S. Marcos–Quarteira fault, Portugal. Journal of Applied Geophysics, 60(2): 153-164.

Creel, L., 2003. Ripple effects: population and coastal regions, Making the link. Population Reference Bureau.

Custodio, E., 2010. Coastal aquifers of Europe: an overview. Hydrogeology Journal, 18(1): 269-280.

Danielsen, J.E., Auken, E., Jørgensen, F., Søndergaard, V., Sørensen, K.I., 2003. The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. Journal of Applied Geophysics, 53(4): 181-198.

de Montety, V. et al., 2008. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: Case of the Rhône delta (Southern France). Applied Geochemistry, 23(8): 2337-2349.

Dingman, S.L., 2002. Physical hydrology. Prentice Hall, Upper Saddle River, 646 pp.

Dörfliger, N., 2013. Entre terre et mer, les eaux souterraines du littoral. Géosciences (BRGM), 17: 74-81.

Elsendoorn, B., Hoogeveen, H., Vuyck, P., 1982. Geo-electrisch onderzoek van de Miocene aquifer tussen Olhos de Agua en Quarteira, Algarve (Portugal). VU University, Faculty of Earth and Life Sciences, Amsterdam.

Encarnação, J. et al., 2013. The influence of submarine groundwater discharges on subtidal meiofauna assemblages in south Portugal (Algarve). Estuarine, Coastal and Shelf Science, 130(0): 202-208.

Fetter, C.W., 2001. Applied Hydrogeology. Prentice Hall PTR, 598 pp.

Fleury, P., Bakalowicz, M., de Marsily, G., 2007. Submarine springs and coastal karst aquifers: A review. Journal of Hydrology, 339(1–2): 79-92.

Francés, A.P., Reyes-Acosta, J.L., Balugani, E., van der Tol, C., Lubczynski, M.W., 2011. Towards an improved assessment of the water balance at the catchment scale : a coupled model approach. In: J.M. Fernández, N.S. Martin (Ed.), Estudios en la zona no saturada del suelo : volumen X : ZNS11 proceedings, 19-21 October, Salamanca, Spain, pp. 321-326.

Geirnaert, W., van Beeres, P.H., de Vries, J.J., Hoogeveen, H., 1982. Hidrogeologic studies in the East Algarve, Portugal. Part I: Geo-electric survey of the miocene aquifer between Quarteira and Olhao, Algarve, Portugal., III Semana de Hidrogeologia, 10 - 14 May, Lisbon, Portugal, pp. 2-22.

Henderson, R. et al., 2010. Marine electrical resistivity imaging of submarine groundwater discharge: sensitivity analysis and application in Waquoit Bay, Massachusetts, USA. Hydrogeology Journal, 18(1): 173-185.

Hugman, R., Costa, L., Monteiro, J.P., Stigter, T., Nunes, L., 2013. Modelling the spatial and seasonal distribution of submarine groundwater discharge for different water use scenarios under epistemic uncertainty. Environmental Earth Sciences, Submitted (Special Issue: Sustainability & Water Resources).

Kok, A. et al., 2010. Using Ground based Geophysics and Airborne Transient Electromagnetic Measurements (SkyTEM) to map Salinity Distribution and Calibrate a Groundwater Model for the Island of Terschelling - The Netherlands.

Langevin, C.D., Thorne, D.T., Jr., Dausman, A.M., Sukop, M.C., Guo, W., 2007. SEAWAT Version 4: A Computer Program for Simulation of Multi-Species Solute and Heat Transport, U.S. Geological Survey Techniques and Methods Book 6, Chapter A22.

Legchenko, A., Ezersky, M., Camerlynck, C., Al-Zoubi, A., Chalikakis, K., 2009. Joint use of TEM and MRS methods in a complex geological setting. Comptes Rendus Geosciences, 341(10-11): 908-917.

Manuppella, G., 1992. Carta Geológica da Região do Algarve (1:100000). Serviços Geológicos de Portugal, Lisbon.

Manuppella, G., Ramalho, M., Telles Antunes, M., Pais, J., 2007. Sheet 53-A (Faro), Carta Geológica de Portugal (1:50 000). Laboratório Nacional Energia e Geologia, Lisbon.

Mongelli, G., Monni, S., Oggiano, G., Paternoster, M., Sinisi, R., 2013. Tracing groundwater salinization processes in coastal aquifers: a hydrogeochemical and isotopic approach in the Na-Cl brackish waters of northwestern Sardinia, Italy. Hydrol. Earth Syst. Sci., 17(7): 2917-2928.

Monteiro, J.P., Oliveira, M.M., Costa, J.P., 2007. Impact of the Replacement of Groundwater by Dam Waters in the Albufeira-Ribeira de Quarteira and Quarteira Coastal Aquifers, XXXV AIH Congress. Groundwater and Ecosystems, Lisbon, Portugal, pp. 10.

Oude Essink, G.H.P., 2001. Density Dependent Groundwater Flow - Salt water Intrusion and Heat Transport, Utrecht University.

Pais, J., Legoinha, P., Elderfield, H., Sousa, L., Estevens, M., 2000. The Neogene of Algarve (Portugal), 1º Congresso sobre o Cenozóico de Portugal. Ciências da Terra (UNL), 14, pp. 277-288.

Post, V., Abarca, E., 2010. Preface: Saltwater and freshwater interactions in coastal aquifers. Hydrogeology Journal, 18(1): 1-4.

Post, V.E.A., 2005. Fresh and saline groundwater interaction in coastal aquifers: Is our technology ready for the problems ahead? Hydrogeology Journal, 13(1): 120-123.

Post, V.E.A. et al., 2013. Offshore fresh groundwater reserves as a global phenomenon. Nature, 504(7478): 71-78.

Poulsen, S.E., Rasmussen, K.R., Christensen, N.B., Christensen, S., 2010. Evaluating the salinity distribution of a shallow coastal aquifer by vertical multielectrode profiling (Denmark). Hydrogeology Journal, 18(1): 161-171.

Presidência do Conselho de Ministros, 2009. Resolução do Conselho de Ministros n.º 82/2009 de 8 de Setembro de 2009, Diário da República, 1.ª série — N.º 174, pp. 6056-6088.

Santos, F.A.M., 2004. 1-D laterally constrained inversion of EM34 profiling data. Journal of Applied Geophysics, 56: 123-134.

Sousa, F. et al., 2013. Descargas de Águas Subterrâneas na região dos Olhos de Água, Algarve – alguns resultados das campanhas CTD, 8ª Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica, Évora (Portugal).

Trabelsi, R., Abid, K., Zouari, K., Yahyaoui, H., 2012. Groundwater salinization processes in shallow coastal aquifer of Djeffara plain of Medenine, Southeastern Tunisia. Environmental Earth Sciences, 66(2): 641-653.

Vouillamoz, J.M. et al., 2012. Quantifying aquifer properties and freshwater resource in coastal barriers: A hydrogeophysical approach applied at Sasihithlu (Karnataka state, India). Hydrology and Earth System Sciences, 16(11): 4387-4400.

Werner, A.D. et al., 2013. Seawater intrusion processes, investigation and management: Recent advances and future challenges. Advances in Water Resources, 51(0): 3-26.

La estabilidad de los suelos riparios. Una metodología de integración del análisis de erosión de lecho y orillas con el análisis de estabilidad de taludes.

Riparian soil stability. A coupled methodology for riverbank erosion and slope stability analysis incorporating riparian rooted soil behaviour.

Tardío G. [(1)] & García J.L. [(2)]
[(1)] Forest Engineer. MSc. PhD student. E-mail: gtarcer@gmail.com Phone: 0034911728360
[(2)] Lecturer of Hydraulic and Hydrology. Department of Forest Engineering. Technical University of Madrid. E-mail: josel.garcia@upm.es. Phone: 0034913366394

SUMMARY
Vegetated riverbank evolution analysis involves the root effects incorporation in soil mechanical and hydrological behaviour. Scour analysis is another major factor influencing riverbank stability.

Most of riverbank stability analyses do not account for a suitable match between the main governing factors of this process: erosion, groundwater flow and slope stability analysis.

Nowadays, the lack of interconnection between scour and slope stability analysis limits fluvial systems analysis. This situation could trigger a wrong selection of the most suitable technique for solving existing problems. Therefore, new approaches are necessary to improve the diagnosis of projects and works.

Integrating approaches could be used for analyzing the performance of selected stabilizing techniques (bioengineering, riprap, rock walls, etc). This approach is a very useful tool for either dynamic or evolution analysis of riverbanks.

Keywords: *bank stability, erosion, riverbank, slope stability,riverbank evolution.*

RESUMEN
El análisis de la evolución de laderas y suelos fluviales implica la integración de los efectos de las raíces de la vegetación rupícola en el comportamiento tanto mecánico como hidráulico del suelo. El análisis de erosión es otro factor esencial en la estabilidad de los suelos riparios.

En el análisis de estabilidad de suelos de ribera no se suele tener en cuenta este enfoque integrador de los anteriores factores (erosión, flujo subterráneo y estabilidad de taludes).

Hoy en día, la falta de interconexión entre el análisis de erosión y la estabilidad de laderas supone una limitación en el análisis de los sistemas fluviales. Esta situación podría provocar una incorrecta selección y ubicación de técnicas de restauración fluvial. Por tanto, nuevos enfoques son necesarios para mejorar la fase de diagnostico de proyectos y obras fluviales.

Los enfoques integradores propuestos podrían ser también utilizados para analizar las respuestas de las técnicas de estabilización de riberas (por ejemplo, técnicas de bioingeniería, escolleras, riprap de protección, etc.). Este enfoque es muy útil para el análisis de la evolución y dinámica de las laderas fluviales.

Palabras clave: *establidad riberas, erosión. riberas, estabilidad de taludes, evolución de ribera.*

INTRODUCCIÓN

Los sistemas fluviales son complejos y siempre incorporan un esquema de interconexión con el resto del entorno. En los cursos de agua se puede observar claramente cómo las actuaciones en una zona afectan a otra dada su conectividad lateral, longitudinal y vertical (KONDOLF *et al*, 2002).

Con la metodología que se expone a continuación se pretende mejorar la eficiencia en el análisis del comportamiento de los sistemas fluviales y en el diagnóstico de la problemática existente. También se intenta aportar nuevas herramientas y enfoques que puedan ser utilizados tanto para analizar el funcionamiento de las actuaciones de restauración fluvial realizadas o planteadas a nivel proyecto como en la mejora en su ejecución y seguimiento.

Entendiendo los proyectos de restauración fluvial como una interacción entre una gran variedad de disciplinas y profesionales, la metodología propuesta aporta más información para la correcta toma de decisiones en la solución de problemas.

El análisis del medio fluvial debe combinar e integrar parámetros relacionados con el flujo subsuperficial con otros relacionados con el agua superficial y sus efectos. La manera de trabajar con todas las anteriores variables es lo que se organiza y define en el método propuesto. También se proponen mejoras en la incorporación de los efectos de la vegetación riparia en relación al comportamiento mecánico del suelo.

PROTOCOLO METODOLÓGICO

El fallo de los suelos riparios debido a la erosión hídrica es el resultado de la tensión de arrastre en los taludes y el consecuente aumento de su inclinación.

Se indica a continuación, de forma ordenada, los parámetros a considerar.

1. El análisis de los escenarios de avenida

Como primer paso, previa selección de la escala temporal y los escenarios de avenida, se discretizará el hidrograma (hidrograma escalonado) para analizar los fenómenos erosivos a medida que el nivel del agua vaya variando. Para ello será necesario realizar un análisis en régimen no permanente de cada avenida mediante programas tipo IBER, RIVER 2D, TELEMAC 2D, GUAD2D, etc. El programa HEC RAS, si bien está limitado a análisis

unidimensionales, permite realizar este tipo de análisis de avance de la onda de avenida.

El método en este punto es muy flexible pudiéndose analizar una avenida aislada o la secuencia de avenidas ocurridas, por ejemplo, durante un año de fuertes precipitaciones.

Una posible combinación de avenidas sería la correspondiente al caudal dominante o la máxima crecida ordinaria y la avenida de periodo de retorno de 50 o 100 años. Entre estas dos situaciones, la diferencia de cota entre el flujo subsuperficial y las aguas superficiales crea el marco de situación crítica del análisis de estabilidad. Se realizará un análisis en régimen no permanente para cuantificar este tiempo de desfase durante el cual tanto las tensiones efectivas como la presión de confinamiento del agua del cauce tendrán su valor mínimo. Esta situación combinada con posibles fenómenos erosivos en el pie y cuerpo de las orillas constituye el momento crítico a analizar en la metodología propuesta.

2. El flujo subsuperficial

Los suelos riparios no tienen una resistencia a cortante constante a lo largo del año. Su resistencia varía según su contenido en humedad y la cota del nivel freático. Cuanto más húmedo esté el suelo y más alto sea el nivel freático mayor será la probabilidad de fallo. Esto suele ocurrir durante las bajadas del nivel de agua superficial debido a la disminución de la presión de confinamiento de los taludes.

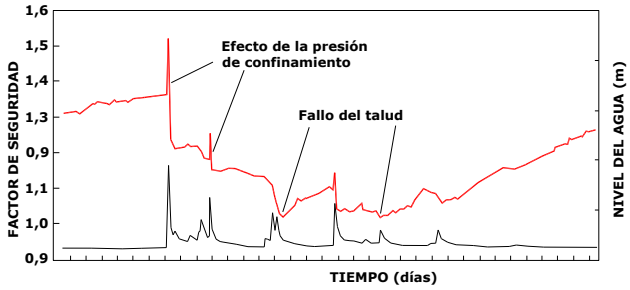


Figura 1. Variación del Factor de seguridad con la evolución de la avenida(Rinaldi et al, 2004)

Debido a lo anterior, el análisis del flujo subsuperficial es esencial a la hora de estudiar el comportamiento de los suelos riparios.

Con suficiente información de los materiales que forman las orillas, los análisis a realizar son la variación del nivel de agua subsuperficial, incluyendo la infiltración procedente de la lluvia, y la aportación del agua del cauce.

Con las anteriores simulaciones podremos calcular el nivel de agua subterránea y el nivel de agua superficial. Tras la bajada de la lámina de agua hasta la cota correspondiente al caudal dominante, el nivel de aguas subterráneas tardará en equilibrarse (la ladera no habrá drenado) debido a la respuesta más lenta del flujo subsuperficial. Este desfase se irá eliminando con el tiempo siendo necesario un mayor lapso cuanto menor sea la permeabilidad del suelo.

La mayor o menor brusquedad de la variación del nivel de aguas influirá en la capacidad del terreno para equilibrar (disipar) sus presiones de poro.

Para el análisis transitorio del flujo subsuperficial se utilizará una función de contorno que refleje de forma aproximada la variación del nivel del agua superficial con el tiempo.

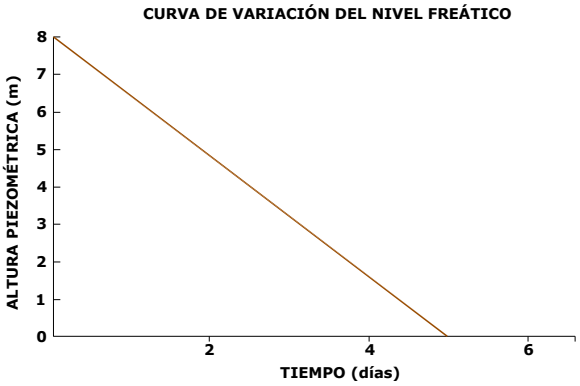


Figura 2. Ejemplo de función de contorno para el análisis del flujo subsuperficial

3. El análisis de la erosión

Se escogerá el método de cálculo de erosión general que mejor se adapte a la zona de estudio sobre todo si ya se ha comprobado en anteriores trabajos qué método da buenas estimaciones de caudal sólido. Así, por ejemplo, si se trata de un cauce de gravas se aconseja el método de "velocidad crítica y agua clara" (Martín Vidé, 2002).

Los métodos de cuantificación de la erosión general utilizan la comparación de la tensión de arrastre con un valor crítico de tensión cortante (tensión crítica) o la comparación de la velocidad media y la velocidad de equilibrio o crítica (aquella para la que no se produce erosión). Se propone la utilización del método del índice de erosión (Rinaldi, 2008) para la zona de las orillas (ver figura 4).

En cada sección se discretizará el radio hidráulico para la generación de los valores de tensión de arrastre a lo largo del lecho y las márgenes. En la siguiente figura se muestra este proceso:

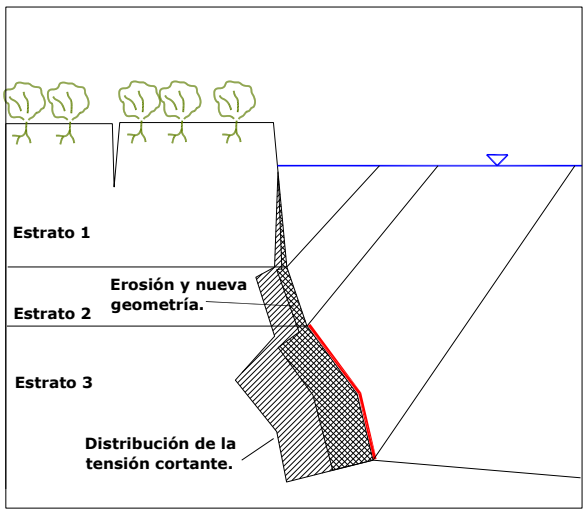


Figura3. Cálculo de cortante en los márgenes

Las pérdidas de sección calculadas se tomarán perpendiculares a la topografía original. La anchura a utilizar para obtener la profundidad del fenómeno erosivo será la anchura de cada banda de cálculo del radio hidráulico medida sobre el propio cuerpo de la orilla (se indica en color rojo en la figura 3).

Otro de los parámetros que entraña dificultad es la determinación de la tensión cortante crítica. Se recomienda la obtención de ese valor mediante trabajo de campo (Hanson, 1990). Si lo anterior no

es posible, la tensión cortante crítica puede obtenerse a partir de estudios similares, del diagrama de Shields o de las bases de datos existentes (Knapen et al, 2007).

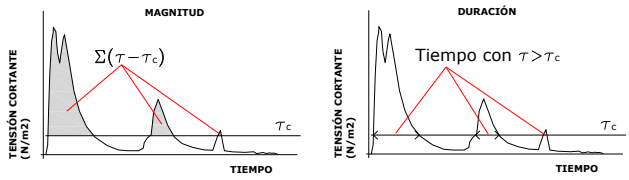


Figura 4. Exceso de cortante durante una avenida

4. El análisis de estabilidad

Se utilizará un método combinado del análisis de elementos finitos con los métodos tradicionales de equilibrio límite (Krahn, 2004). De esta manera, no sólo se obtendrá un valor global del factor de estabilidad sino que también se obtendrán valores del factor de estabilidad local.

Como mínimo se realizarán las siguientes comprobaciones:

1. Por un lado, análisis de la erosión general para el momento de máximo calado en la sección.
2. Por otro lado, análisis de estabilidad del talud incorporando los resultados del análisis de erosión y en el momento de mayor desfase entre la cota del agua superficial y el nivel freático.

Se contemplan de la anterior manera, las situaciones que incluyen los momentos críticos que soportarán las orillas o laderas del ámbito de estudio.

En caso de no disponer de datos o querer realizar una simulación preliminar se propone la suficiente metodología:

- En una primera fase de subida de aguas se supone que el nivel freático se nivela con la nueva cota de lámina de agua.
- En una segunda fase de bajada de aguas se supone que el nivel freático se mantiene en su nivel y existe un desequilibrio entre el nivel de aguas superficial y subterránea.

Es en esta segunda fase donde se producen las mayores caídas en el valor del factor de estabilidad debido a la conjunción de valores más bajos de las tensiones efectivas y de la presión de confinamiento sobre el cuerpo del talud. A falta de otros datos, esta metodología está del lado de la seguridad en los resultados obtenidos.

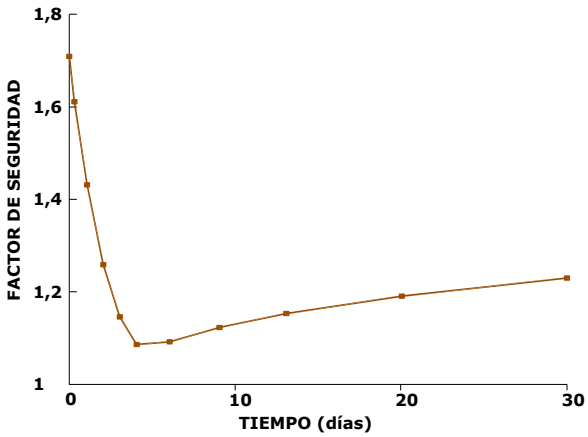


Figura 5. Caída del FS debido a la bajada de las tensiones efectivas y de la presión de confinamiento

A lo largo del hidrograma, los momentos con mayor probabilidad para que se produzca el fallo de los taludes dependen de si se produce erosión en el pie de la orilla o no. Así, cuando no existen fenómenos erosivos, el momento crítico del talud se produce en la bajada del nivel de las aguas. En caso de producirse erosión, se originan fallos en el talud tanto en la subida como en la bajada de aguas.

5. Simulación de los efectos de la vegetación riparia

Para el análisis de estabilidad de las orillas y la incorporación de los efectos de la vegetación riparia se emplean métodos mejorados de compatibilización de deformaciones entre el suelo y el refuerzo (Tardío, 2013).

Los aumentos del valor de la tensión crítica debido a las técnicas de estabilización pueden obtenerse de estudios similares, bibliografía o valores ofrecidos por las casas comerciales.

Para la simulación del efecto de las raíces se recomienda el uso de métodos que incorporen el efecto de rotura progresiva de las raíces (por ejemplo, Fiber Bundle Model).

Como primer punto, tal y como ya se ha indicado, el análisis de estabilidad deberá comenzar utilizando el método de los elementos finitos para poder obtener los factores de estabilidad locales.

A partir de los valores de tensiones obtenido en la malla en la que se discretiza el talud, se utilizará un método de equilibrio límite (preferiblemente exacto) para el calculo del factor de estabilidad global.

Los valores de los parámetros resistentes para este primer paso serán los siguientes:
- Valores de resistencia pico del suelo.
- Valor de resistencia de las raíces correspondiente al nivel de deformación en el que se desarrolla la resistencia pico del suelo.

De esta manera, se compatibilizan los rangos de deformación del suelo y el refuerzo.

El siguiente paso consistiría en la comprobación de los valores de estabilidad local de cada una de las dovelas. En aquellos puntos donde el valor del factor de estabilidad local es menor de la unidad, es probable que se acaben desarrollando resistencias con valores próximos a la residual a lo largo de la superficie de deslizamiento crítica. Por otro lado, la anterior situación permite el desarrollo del fenómeno de falla progresiva.

En el caso de presencia de refuerzos, el desarrollo de la resistencia residual a lo largo de toda la superficie de deslizamiento es posible ya que el anclaje existente retrasa el fenómeno de fallo global.

Por tanto, siguiendo el esquema planteado se propone utilizar el siguiente cuadro siguiente (Figura 6)

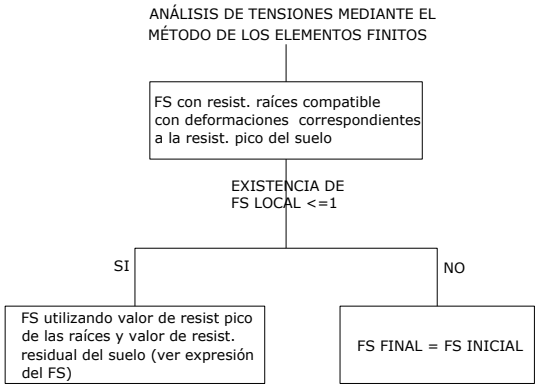


Figura 6. Esquema de la metodología propuesta.

El funcionamiento del cuadro anterior es el siguiente:

- Análisis de tensiones mediante el método de los elementos finitos.
- Se calcula, mediante las fórmulas tradicionales, el factor de estabilidad utilizando los valores pico del suelo y el valor de resistencia de las raíces compatibilizado con esta situación.
- En caso de no existencia de falla local (todos los factores de estabilidad locales mayores que uno) el factor de estabilidad calculado es el definitivo.
- En caso de existencia de fenómenos de falla local se calculará el factor de estabilidad (FS) definitivo de acuerdo a la siguiente expresión:

$$FS = \frac{RESIST\_PICO\_RAÍCES}{(\sum F_{DESESTABILIZADORAS}) - RESISTENCIA\_RESIDUAL\_DEL\_SUELO} \quad \text{(ecuación 1)}$$

Para los casos en los que no se desarrolle completamente el fenómeno de falla progresiva, a lo largo de toda la superficie de deslizamiento crítica, se proponen los siguientes pasos para la obtención del factor de estabilidad global:

- En la zona con factores de estabilidad local inferiores a 1, el suelo opera con su resistencia residual. En todas estas dovelas, se recalcularán los valores de estabilidad local de acuerdo a la ecuación (1). Para ello se utilizarán, a nivel dovela, los valores de tensiones obtenidos mediante el método de los elementos finitos, la resistencia pico de las raíces y los valores residuales de la cohesión y el ángulo de fricción interna del suelo.
- El factor de estabilidad global (FS_{GLOBAL}) se obtendrá como media ponderada de los valores de estabilidad local utilizando como factor de ponderación la longitud de la base de las dovelas. Se utilizará la siguiente expresión:

$$FS_{GLOBAL} = \frac{(\sum FS\_local \cdot l_i)_{ZONA\_RESIDUAL} + (\sum FS\_local \cdot l_i)_{ZONA\_PICO}}{\sum l_i}$$

Para mayor detalle de la aplicación de esta metodología referimos al lector al artículo de Tardío (2013).

DISCUSIÓN

Se indica mediante un diagrama de flujo la secuencia de pasos a seguir para la implementación de la metodología propuesta. Se ha desglosado los pasos para el caso de caudal genérico de avenida "2".

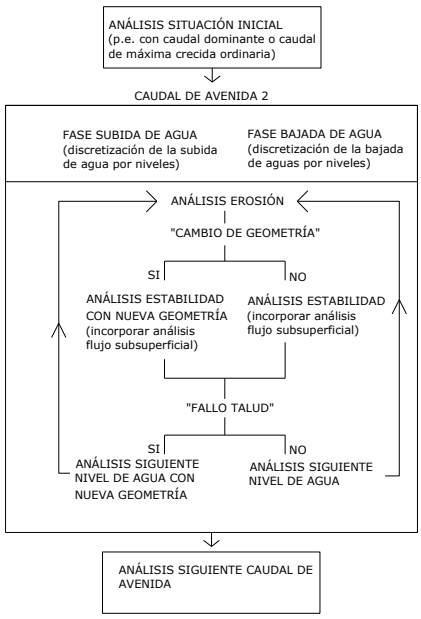


Figura 7. Flowchart de la metodología propuesta

A continuación se muestra una imagen con resultados parciales de la aplicación de la metodología propuesta

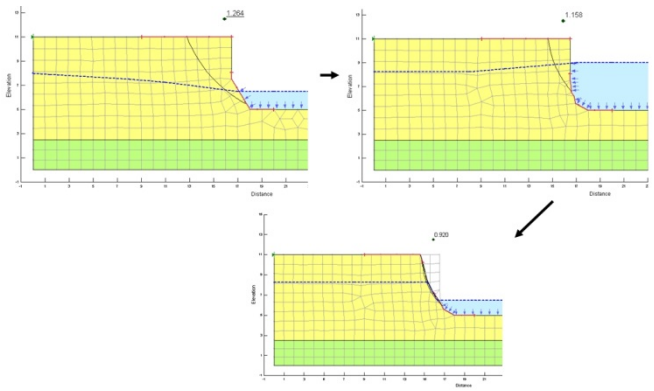


Figura 8. Algunas fases de la evolución de una orilla

CONCLUSIONES

En los estudios que actualmente se realizan existe una falta de interrelación entre el análisis de erosión de las orillas y el análisis de su estabilidad que conlleva una limitada simulación del comportamiento real. Esto puede dar lugar a una incorrecta selección de las técnicas a emplear que, en muchos casos, tiene consecuencias tanto ambientales (obras sobredimensionadas, excesiva rigidez estructural, ocupación inadecuada del suelo disponible,…) como económicas (presupuestos desmesurados no ajustados a las necesidades).

Con la metodología propuesta es posible analizar la dinámica de las orillas comprobando la variación de su geometría tanto transversal como longitudinal debida a la erosión para distintos caudales de avenida y para diferentes secuencias de avenidas.

Un estudio a gran escala, contando con series históricas de caudales, puede permitir:

1 Localizar zonas inestables y determinar la magnitud de los cambios.
2. Determinar bajo que condiciones son inestables el lecho o/y las orillas.

3. Investigar el momento y frecuencia de la anterior situación.

La aplicación de la metodología propuesta irá mostrando, con el tiempo, los puntos fuertes y débiles de este enfoque con la consiguiente mejora en nuestras capacidades para comprender y analizar las actuaciones de restauración fluvial.

Con la metodología propuesta de simulación de las raíces de los suelos riparios se refleja más correctamente el proceso de falla natural.

Queda mucho trabajo por hacer por los autores instan a las distintas administraciones a apoyar proyectos de investigación en las líneas señaladas en este artículo.

REFERENCIAS.

HANSON, G. J., 1990. Surface Erodibility of Earthen Channels at High Stresses. Part II - Developing an in-situ testing device. Transactions of the ASAE. Volume 33(1), Págs. 132-137.

KHODASHENAS, S. R., A. PAQUIER (1999). A geometrical method for computing the distribution of boundary shear stress across irregular straight open channels, J. Hydraul. Res., 37, 381–388.

KONDOLF, G. M., H. PIÉGAY, N. LANDON. 2002. Channel response to increased and decreased bedload supply from land-use change: contrasts between two catchments. Geomorphology 45:35-51.

KONDOLF, G. M., M. W. SMELTZER, S. RAILSBACK. 2001. Design and performance of a channel reconstruction project in a coastal California gravel-bed stream. Environmental Management 28(6):761-776.

KRAHN, JOHN. 2004. Stability modelling with SLOPE/W. An engineering methodology. Geo-slope/W International Ltd. Págs. 315-319.

MARTÍN VIDE, J.P; BATALLA, R.J.; ROCA COLLELL, M.; ROVIRA, A.; ANDREATTA, A.; 2005. Incisión, erosión transitoria y formas de fondo en los tramos medio y bajo del río Tordera. Ingeniería del agua · Vol. 12 · nº 1 marzo 2005. págs. 53-62.

RINALDI, M., CASAGLI, N., DAPPORTO, S., GARGINI, A., 2004. Monitoring and modelling of pore water pressure changes and riverbank stability during flow events. Earth Surface Processes and Landforms, 29(2), 237-254.

RINALDI, M., DARBY, S.E. 2008. "Modelling river-bank-erosion processes and mass failure mechanisms: progress towards fully coupled simulations." In Gravel Bed Rivers VI – from process understanding to river restoration. editado por H. Habersack, H. Piégay and M. Rinaldi, páginas 703-737, Amsterdam.

TARDÍO, GUILLERMO. 2013. Nueva metodología para incorporar el anclaje de las raíces en el análisis de estabilidad de taludes. Revista Montes 4º trimestre 2013, nº115, pags 16-21.

Estudio del comportamiento original de un antiguo cono aluvial antropizado. El caso del arroyo del Partido, cañada del Pinar y caño Marín (Huelva)

Study of the original behaviour of an old alluvial fan with anthropization. The case of the Partido stream, Pinar stream and Caño Marín (Huelva)

Pablo Huelin Rueda[(1)], José Carlos Robredo Sánchez[(1)], Juan Ángel Mintegui Aguirre[(1)]
[(1)]Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Montes, Forestales y Medio Natural. Universidad Politécnica de Madrid, 28040 Madrid, juanangel.mintegui@upm.es

SUMMARY

Partido stream and nearby watercourses, Pinar stream and caño Marin, were part of the functioning of an old alluvial fan with a particular morphology and behaviour. The channelization of stream caused important imbalances in the water and sediments cycle, which have required morphological studies to delve into the characterization of the behaviour of the drainage net, especially during torrential floods. A tool that has been proven useful is the 2D hydraulic simulation fed directly with field data, what significantly improves the results. A reconstruction of the morphology of the alluvial fan before significant anthropogenic interventions can allow enquiring into the original hydraulic behaviour of the floods on the fan. In this context, advances are presented in the knowledge of the different morphological elements characteristic in the area and it is shown how its hydraulic parameters have been altered in different morphological configurations experienced by the stream.

Key words: *alluvial fan, 2D hydraulic simulation, channelization, sedimentary balance.*

RESUMEN

El arroyo del Partido y los cauces cercanos, cañada del Pinar y caño Marín, formaban parte del funcionamiento de un antiguo cono aluvial con una morfología y comportamiento particulares. El encauzamiento del arroyo provocó importantes desequilibrios en el ciclo del agua y los sedimentos, que han requerido de estudios morfológicos para profundizar en la caracterización del comportamiento de la red hídrica, especialmente durante momentos de avenidas torrenciales. Una herramienta que se ha comprobado útil es la simulación hidráulica 2D nutrida con información obtenida directamente de campo, lo que mejora sensiblemente los resultados. Una reconstrucción de la morfología del cono aluvial antes de intervenciones antrópicas significativas permite indagar en el comportamiento hidráulico original de las avenidas sobre el cono. En este contexto, se presentan avances en el conocimiento de los diferentes elementos morfológicos característicos de la zona y se muestra cómo sus parámetros hidráulicos han sido alterados en las diferentes configuraciones morfológicas que ha experimentado el arroyo.

Palabras clave: *cono aluvial, simulación hidráulica 2D, encauzamiento, equilibrio sedimentario.*

1. INTRODUCCIÓN

El arroyo del partido es un cauce modesto del suroeste de la provincia de Huelva que ha sobresaltado a los habitantes y gestores medioambientales locales por los episodios de torrencialidad que presenta desde mediados de los años 90. La consecuencia más obvia de aquellos episodios fue el movimiento de arenas al entorno del puente del Ajolí y su deposición aguas abajo en forma de cono de sedimentación, con la consiguiente colmatación de parte de la marisma del Parque Nacional de Doñana en el entorno de El Rocío.

A raíz de aquellos episodios torrenciales, se llevaron a cabo diferentes estudios para identificar el origen de los sedimentos y caracterizar la problemática torrencial del arroyo del Partido. La canalización del arroyo a principio de los años 80 se mostró como la principal causa del cambio del régimen hidráulico del cauce (Mintegui and Robredo, 1999). Se demostró que la mayor parte de los materiales que componían el cono aluvial proceden de la socavación del propio encauzamiento, producida por la concentración de caudales en momentos de avenidas.

La morfología del arroyo del Partido original tenía una sección con una capacidad original de drenaje máxima de 4 $m^3 \cdot s^{-1}$, muy inferior a los caudales punta que pueden llegar a salir de su cuenca vertiente de 216 km^2 (figura 1). Esta morfología se denomina localmente caño, refiriéndose a un cauce de entre 10 y 12 m de ancho por 1,1 m de profundidad y hasta un máximo de 2 m (Mintegui et al., 2010, 2003; Urdiales Alonso, 1996) que se desborda con facilidad cuando supera los caudales base. Pero también se denomina de esta forma a un cauce eventual que puede sobrepasar los 100 m de ancho y apenas alcanza los 0,50 m de profundidad. Estos segundos suelen asemejarse a zonas de llanuras de inundación con circulación de caudal.

También fue incorporado al encauzamiento del arroyo del Partido la cuenca vertiente del arroyo de la Parrilla, que originalmente vertía por la cañada del Pinar hacia el caño Mayor. Por el oeste del cono, la construcción del canal evitó los desbordamientos y disminuyó los calados circulantes en el caño Marín.

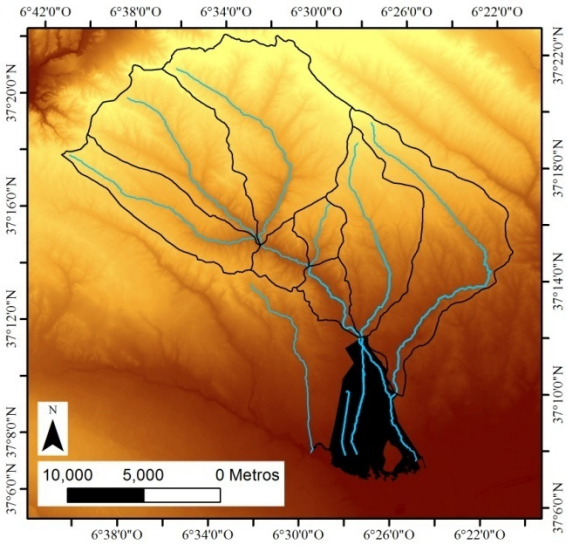


Figura 1. Cuencas vertientes del arroyo del Partido, arroyo de la Parrilla y Caño Mayor. En negro el primitivo cono de sedimentación. ***(Partido stream, Parrilla stream and Caño Mayor whatersheds. The old alluvial fan in black)***

La naturaleza del antiguo cono de sedimentación hace necesario concebir la red hídrica en estrecha relación con las llanuras de inundación adyacentes. Los abanicos aluviales se caracterizan por una superficie convexa con canales de desagüe, siendo el arroyo del Partido uno de ellos. Por ello, una vez que las aguas abandonan el cauce tienden a divergir, y no tanto a estancarse y almacenarse, creando cauces secundarios que laminan la avenida. El primitivo cono del arroyo del Partido tiene una extensión considerable (en torno a los 30 km^2) y una pendiente muy baja que hacen pasar desapercibida la extensa red de derramaderos secundarios con morfología de caño.

El arroyo del Partido es la continuación aguas abajo de otro arroyo llamado arroyo de Santa María, a su vez prolongación de otros que forman en conjunto un cauce de 39 km de largo. El arroyo del Partido desemboca en el norte de la marisma del Parque Nacional de Doñana junto a la aldea de El Rocío (figura 2). Tanto el arroyo como las llanuras del antiguo cono de sedimentación están formados por arenas homogéneas de D_{50} = 0.15 mm y D_{84} = 0.38 mm. Su cuenca vertiente propiamente dicha es de 216 km^2 para caudales base, mientras que para caudales mayores el flujo entre cauces cercanos le daría un aporte mayor que el de su propia cuenca. Al encauzar el arroyo del Partido se hicieron verter los caudales íntegros de la cuenca de la Cañada del Pinar por el nuevo trazado, siendo los aportes los correspondientes a una cuenca vertiente de 265 km^2. La cuenca es atlántica con clima Mediterraneo sub-húmedo. La precipitación anual es de 660 $mm \cdot año^{-1}$ y el 80 % precipita entre octubre y marzo con valores diarios que pueden sobrepasar los 60 $mm \cdot dia^{-1}$. La pendiente del cauce aguas arriba es de 0.043 $m \cdot m^{-1}$ descendiendo por debajo de los 0.002 $m \cdot m^{-1}$ en la zona de estudio.

El estudio de la problemática torrencial no es fácil pues la obtención de parámetros representativos del transporte de sedimentos es muy complicada dada la variabilidad espacial y temporal del fenómeno (Gomez, 1991), no siendo habitualmente abordable una medición in situ de los parámetros hidráulicos durante momentos de avenida en toda su extensión. También unido a la extensión del cono y la baja recurrencia de los eventos tormentosos. Por ello, para seguir estudiando en profundidad el comportamiento de los flujos de avenida se ha optado por simplificar la realidad mediante simulaciones hidráulicas con software específico que pueda aportar valores razonables de los parámetros en un área extensa.

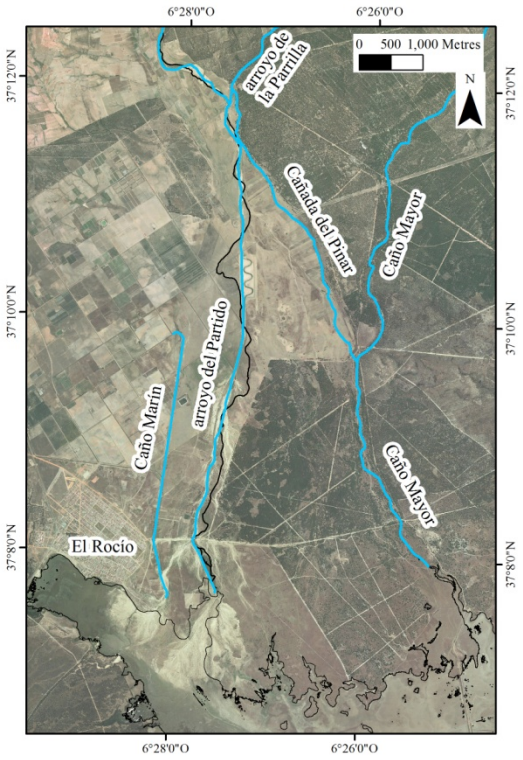


Figura 2. Primitivo cono de sedimentación del arroyo del Partido con representación de la red hídrica. En negro el caño original del Partido. Al sur el límite de la marisma del Parque Nacional de Doñana anterior al encauzamiento con fotografía aérea en 1998. ***(Old alluvial fan of the Partido stream with the river network. The original caño of el Partido in black. In the south the boundary of the marsh of Doñana National Park before the channelization with a 1998 aereal photograph)***

Hablar del arroyo del Partido desde el punto de vista hidráulico y de transporte de sedimentos implica conocer su historia en los últimos 35 años. La morfología y comportamiento hidráulico que tenía el arroyo anteriormente a 1982 es muy diferente al comportamiento actual, habiendo pasado por periodos de actuaciones antrópicas y evolución natural debida principalmente a la componente torrencial de sus caudales. Por ello, se ha trabajado con el fin de poder definir con mayor conocimiento las características hidráulicas que ha tenido a lo largo de estas últimas décadas el amplio cono aluvial formado por la acción conjunta del arroyo del Partido, la Cañada del Pinar y el Caño Marín como consecuencia de los pasados desbordamientos y la morfología del lugar.

La atención se focaliza sobre cuatro puntos de inflexión del arroyo con cuatro configuraciones geomorfológicas distintas y características simulándolas con software específico bajo una misma tormenta tipo. Las cuatro situaciones son 1) situación original del cono anterior a modificaciones artificiales importantes y en especial al encauzamiento del arroyo del Partido en 1982, 2) situación morfológica recién construido el encauzamiento y rectificación del arroyo del Partido en 1985, 3) situación inmediatamente anterior a la restauración del arroyo en 2006, 4) situación inmediatamente posterior a las mejoras implementadas en 2008 a la restauración en 2006.

En el estado original los caudales de avenida se repartían por gran parte del cono aluvial debido al desbordamiento del caño o arroyo del Partido. Los caudales torrenciales desbordaban éste y drenaban principalmente hacia la Cañada del Pinar y caño Mayor. Se ha comprobado recientemente la importancia del caño Marín en la red de drenaje local del cono en momentos de grandes caudales.

La expansión de caudales entre estos tres cauces principales y gran cantidad de caños secundarios producía laminación con disminución de calados y la consiguiente pérdida de potencia del curso fluvial con sedimentación de carga sólida. El arroyo del Partido drenaba solamente una pequeña parte de los caudales de avenida.

La planificación como terreno de cultivo de parte del antiguo cono aluvial conllevó a la canalización del arroyo del Partido en 1982, dándole una nueva trayectoria y morfología en sus últimos 8 km antes de la desembocadura en la marisma del Parque Nacional de Doñana junto a El Rocío. Un primer canal compuesto por dos muros de arena y 15 m de ancho fue reconstruido en 1985 otro de 50 m de ancho y 1,4 m de alto una vez comprobada la insuficiente capacidad de transporte del primero. Las motas de arena construidas evitaban los desbordamientos y alteraban el equilibrio sedimentario entre los eventos torrenciales y la morfología de los cauces de la zona. Los principales efectos sobre el terreno fueron la erosión del lecho y los márgenes del nuevo arroyo encauzado y la deposición de arenas en forma de cono aluvial sobre la marisma. La principal fuente de sedimentos del nuevo cono es el propio curso del arroyo (Sendra Arce, 2002). Esta dinámica torrencial comenzó a ser alarmante a raíz de las tormentas del año hidrológico 1995-1996 en la que empezaron a realizarse estudios sobre el arroyo que demostraron la socavación del lecho (Mao, 2004; Mintegui and Robredo, 1999; Mintegui et al., 2003; Sendra Arce, 2002).

Con objetivo de frenar el arrastre de sedimentos del encauzamiento y consecuentemente el crecimiento del nuevo cono de sedimentación en las cercanías de El Rocío, se llevó a cabo la intervención número 3 del proyecto Doñana 2005, dentro del un marco de medidas para recuperar el régimen hidráulico de la marisma del Parque Nacional. El proyecto implementó en 2006 dos diques transversales sobre el arroyo del Partido y la Cañada del Pinar. Este tipo de pequeñas estructuras se destacan como medidas efectivas para mediar en la evolución de cauces (Hawley et al., 2012) y fueron utilizadas de forma apropiada en la restauración del arroyo del Partido en sus dos objetivos principales: frenar la erosión remontante del arroyo y el desarrollo del nuevo cono permitiendo la expansión de la corriente sobre la antigua llanura de inundación.

El sistema de control de avenidas de la restauración permite con un primer dique permeable el paso de los caudales base a través del arroyo del Partido. Para un incremento determinado de los flujos, vierte gran parte de los mismos lateramente a la llanura de inundación izquierda que a su vez drena en la Cañana del Pinar. Allí, un segundo dique controla la cota de embalsamiento de la llanura y procura un régimen lento de las aguas. Con grandes caudales el camino asfaltado de El Rocío a Villamanrique actúa como un vertedero paralelo al segundo dique y vierte a la prolongación de la llanura de inundación por el sur. Ésta parte de la llanura está aislada del cauce de la Cañada del Pinar por un muro longitudinal de 2 km.

2. OBJETIVOS

Las investigaciones presentadas en este artículo profundizan en el comportamiento hidráulico que tiene el antiguo cono de sedimentación frente a las avenidas que llegan a él. Los objetivos principales son

a) Analizar la geomorfología local del antiguo cono de sedimentación en los diferentes estados morfológicos.
b) Exponer el comportamiento de las avenidas sobre el antiguo cono de sedimentación en sus diferentes estadios.
c) Exponer la exposición de la aldea de El Rocío a la dinámica torrencial en los diferentes estadios.

3. METODOLOGÍA

La metodología utilizada para la consecución de los objetivos indicados anteriormente se centra en la simulación hidráulica del antiguo cono de sedimentación del arroyo del Partido calibrando un modelo hidrológico y un modelo hidráulico con información tomada in situ durante avenidas. Un elemento de importancia en estos trabajos es la buena definición de la geomorfología local que se ha desarrollado (figura 4). Para definirla se ha trabajado a partir de modelos digitales del terreno (MDT) obtenidos a partir de tecnología LIDAR aerotransportada. Uno de ellos es un modelo de tamaño de celda 1x1 m con una precisión vertical de 0,1 m tomada en septiembre de 2007 (Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía, 2007), mientras el otro tiene una resolución de 2x2 m y fue tomado en 2002 (Cambronero and De Pourq, 2006). Este último se utilizó de forma secundaria para contrastar y completar la información allí donde la información del primer vuelo lo requería.

Posteriormente se ha analizado la morfología de cuatro estados característicos del terreno del antiguo cono de sedimentación. Para ello se han utilizado fotografías aéreas de 13 diferentes años que han ayudado a identificar los diferentes elementos morfológicos presentes en el lugar.

El modelo del estado original anterior a 1982 ha requerido la eliminación de 18,8 km de carreteras, 7,0 km de muros artificiales, 21,0 km de drenajes de las fincas agrícolas al oeste del encauzamiento, 4,27 km^2 del nuevo cono de sedimentación y 3,3 km y 8,4 km de los encauzamientos del arroyo del Partido y caño Marín. También se ha estudiado la morfología original de caño del arroyo del Partido mediante la toma de secciones transversales in situ y análisis de la información digital tanto en tramos sin alterar como en el nuevo caño formado y ha sido implementada al modelo.

Para el estado morfológico tras la canalización definitiva en 1985 se han tomado de referencia tanto los restos de muro terrero presentes en el terreno en la actualidad como la reproducción de la sección de diseño de la canalización de 50 m de anchura (figura 3).

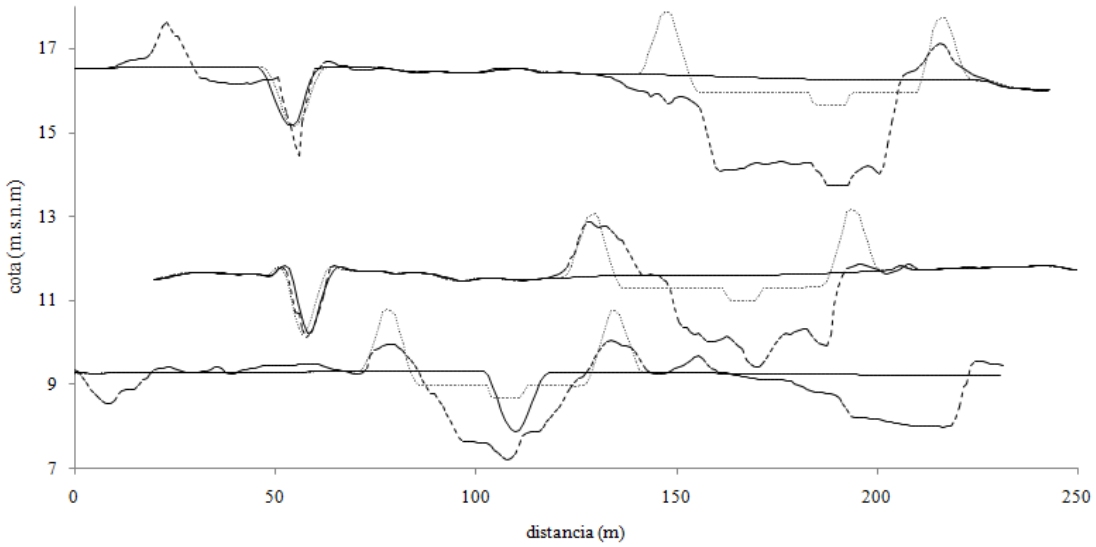


Figura 3. Tres secciones transversales del arroyo del Partido en los modelos utilizados en las simulaciones. En trazo contínuo la situación original anterior a 1982, en trazo punteado el modelo con la canalización de 1985, y en trazo discontinuo el modelo con la geomorfología actual. En la sección inferior se aprecian los diferentes cauces creados por la influencia del nuevo cono de sedimentación. ***(Three cross sections of the models used of the Partido stream. Original state before 1982 in solid line, model with the channelization of 1985 in pointed line, and the current geomorphology in dashed line. Several courses can be seen in the lower cross section as an influence of the new alluvial fan)***

La morfología del cono socavada a raíz de la canalización y anterior a la restauración del proyecto Doñana 2005 correspondería con una situación inmediatamente anterior a 2006, lo que ha requerido la eliminación de las estructuras de la restauración, así como efectos morfológicos del cauce que éstas hubiesen producido, como es la cuña de sedimentación sobre el dique sobre el arroyo del Partido.

La cuarta morfología analizada corresponde con el estado actual del sistema, una vez llevadas a cabo las obras de restauración y su posterior modificación en 2008.

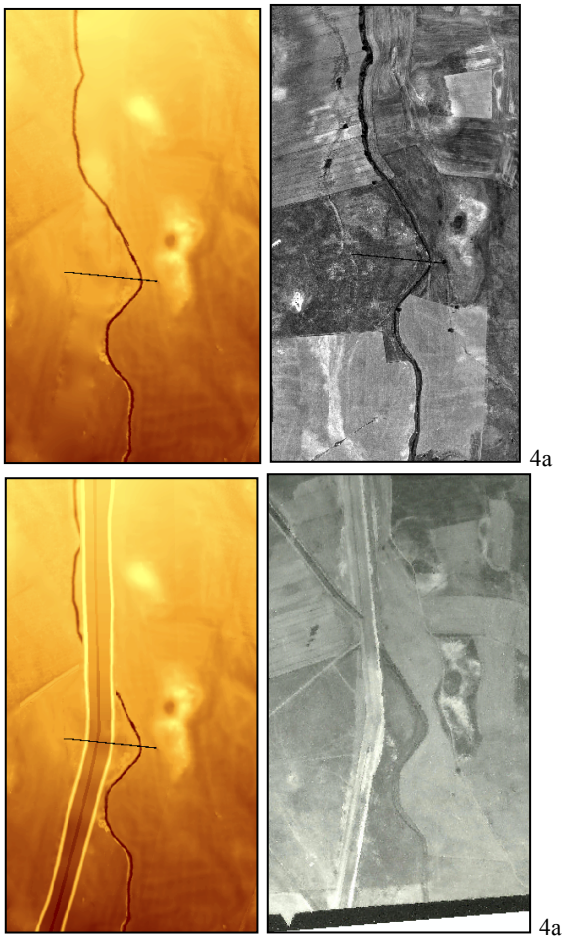




Figura 4. Izquierda, sección intermedia de la figura 3 con la geomorfología generada anterior al encauzamiento (4a), tras el encauzamiento principal (4b) y tras la restauración (4c). Derecha, fotografías de los vuelos de 1977-83, 1985 y 2008. ***(Middle section of the figure 4 with the geomorphology previous to channelization (4a), after the main channelization (4b) and after the restoration (4c). Right, photographs of the flights 1997-83, 1985 and 2008)***

El software utilizado para la simulación es el software libre IBER 1.9 desarrollado por el Grupo de Ingeniería del Agua y del Medio Ambiente, GEAMA (Universidad de A Coruña) y el Instituto Flumen (compuesto por Universidad Politécnica de Catalunya y el Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería), el cual simula flujos en lámina libre en ríos y estuarios. El modelo ejecutado se caracteriza por ajustarse a los correspondientes MDT con una toleracia de 0,2 m, con 3 m de lado mínimo de elementos y 500 m de lado máximo, que dan a la malla de cálculo una buena representación.

La tormenta utilizada en las cuatro morfologías corresponde a la obtenida por HEC-HMS (Scharffenberg and Fleming, 2010) para el evento del 3 de febrero de 2010, habiendo sido el año hidrológico 2009-2010 el más torrencial de la última década. El caudal punta correspondiente asciende a los 105,0 $m^3 \cdot s^{-1}$ para el conjunto de los arroyos del Partido y Parrilla y de 16,8 $m^3 \cdot s^{-1}$ para el Caño Maryo, con una base de 10 h. Ésta puede considerarse una avenida importante pero no extraordinaria del arroyo. El hidrograma resultante ha sido ajustado en volumen con las tormentas aforadas de 1995 y 2010 que presentan una curva de recesión más marcada, recuperando los caudales base con mayor rapidez.

En la calibración del modelo hidráulico ha utilizado fotografías durante las inundaciones y fotografías aéreas históricas. Como ejemplo la figura 5 muestra un momento de la avenida del 4 de enero de 2010 en el que el agua vierte por encima del camino asfaltado hacia el sur. En la figura 6 se muestra la superposición del área inundada de los cálculos de simulación con fotografías aéreas anteriores a la perturbación donde se pueden ver efectos claros de inundación como son diferencias en la vegetación por humedad en el suelo y la afección de una plantación de pinar durante sus primeros años de establecimiento.



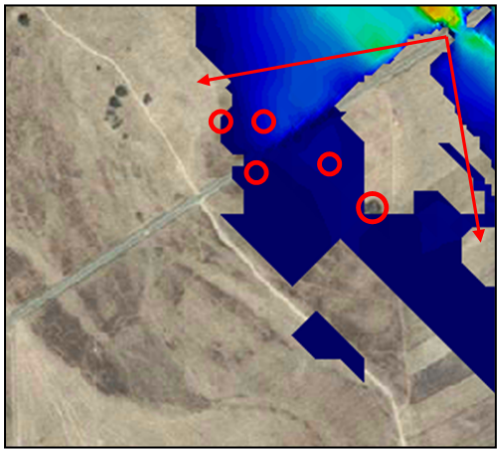


Figura 5. Fotografía superior tomada el 4 de enero de 2010 a las 13.07 h y mismo instante de la simulación con la vegetación resaltada en rojo. ***(Photograph on top taken on February 4th 2010 at 13.07 h and the simulation at the same moment with singular trees in red)***

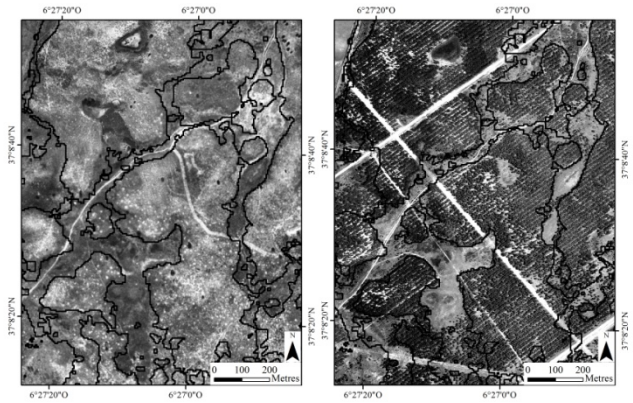


Figura 6. Fotografías aéreas con afección de vegetación antes y después de la plantación de pinar, y simulación de cauces secundarios. ***(Aerial photographs with affected vegetation before and after the pine plantation, and the simulation of secundary flow).***

4. RESULTADOS

Las figuras 7 y 8 son las áreas inundadas en cada una de las morfologías estudiadas y dan una visión general de la afección de las cuatro morfologías sobre el cono primitivo.

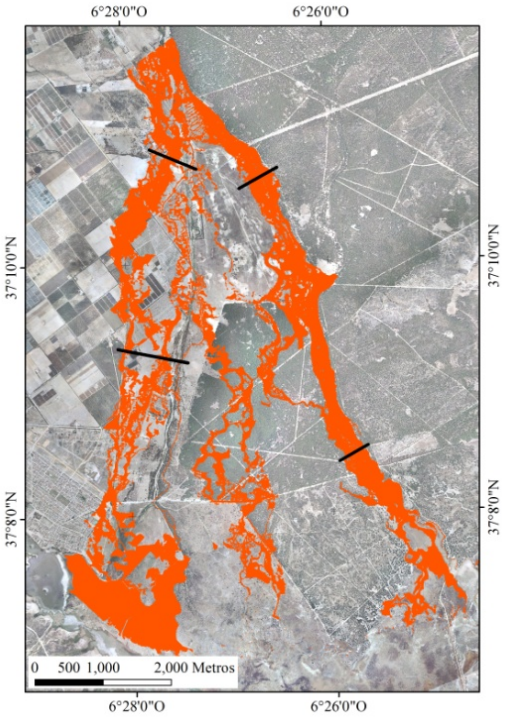


Figura 7. Superficie de inundación del área de estudio en su estado original con las cuatro secciones representativas. ***(Flooded surface in the study area in the original state with the four representative cross sections).***

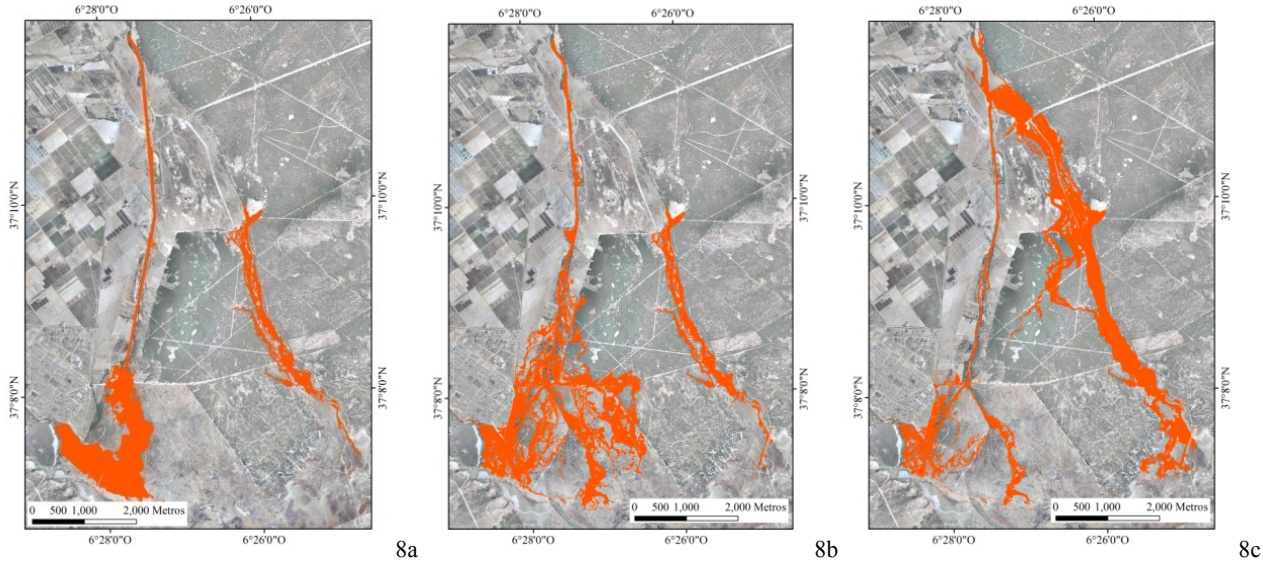


Figura 8. Superficies de inundación del área de estudio en las simulaciones de los modelos del arroyo recién encauzado (1985), tras la socavación y anterior a la restauración (2005), y tras la restauración y sus modificaciones (2008). ***(Flooded surface in the study area in the simulation of models with the channelization just built (1985) 8a, after the incision of the stream and begore the restoration (2005) 8b, and after the restoration and its modifitacion (2008) 8c).***

Los resultados se obtienen de forma espacial con gran resolución sobre todo el cono, por lo que la cantidad de valores distribuidos hace necesario para el presente trabajo observar lugares representativos como son las cuatro secciones elegidas de los tramos de la red de drenaje características de la evolución del arroyo del Partido, caño Marín, cañada del Pinar y caño Mayor (figura 7).

Se presentan también los valores máximos de los parámetros de forma superficial, que han sido combinados para tener un resultado comparativo de las diferentes geomorfologías del antiguo cono de sedimentación. La información espacial de cada uno de los dos parámetros analizados, calado y velocidad, se muestra contrastada con la situación natural original para las tres situaciones antropizadas (canalización de 1985, cauce socavado anterior a la restauración de 2006, y posterior a las modificaciones de la restauración de 2008).

Con el encauzamiento del arroyo del Partido (figura 9. fila superior) se observa una disminución de los caudales circulantes sobre gran parte del antiguo cono de sedimentación, que en la situación original se inundaban. Destaca el aumento de calado debido a la concentración de caudales que anteriormente se distribuían por todo el cono dentro de este cauce artificial. El desagüe en las inmediaciones de El Rocío hace que la lámina de agua de la marisma se eleve más que anteriormente. La velocidad al ejecutarse el encauzamiento aumenta tanto a lo largo del mismo como en su desembocadura, reduciéndose en todo el resto del cono.

La modificación del régimen hídrico se dirige hacia la ausencia casi total de caudales circulantes de avenida fuera del encauzamiento a excepción del caño Mayor que ahora se presenta con menores caudales y velocidades máximas.

Con el paso de los diferentes episodios torrenciales entre 1985 y 2005, el arroyo del Partido se encaja sobre su propio curso. Así, contrastando los parámetros hidráulicos del antiguo cono una vez producida la socavación del arroyo del Partido (figura 9 segunda fila) los calados en el encauzamiento son aún mayores que recién realizada la obra. Destacan caudales someros en la zona inferior del arroyo del Partido debido a la presencia de las arenas que forman el nuevo cono de sedimentación. La elevación del terreno de la nueva deposición en el entorno del puente del Ajolí provoca múltiples desbordamientos. Se puede observar el aumento de caudales en la cañada Real y dos direcciones de flujo sobre el nuevo cono hacia sureste y suroeste. La variación de velocidades se comporta de forma muy similar a los caudales, pudiendo ver como el aumento de la misma en el encauzamiento es menos acusado que con el arroyo recién encauzado.

La restauración del régimen hidráulico del arroyo del Partido en 2006 supone un cambio importante en el patrón de los parámetros hidráulicos sobre el antiguo cono de sedimentación (figura 9 fila inferior). Los calados máximos circulantes en el arroyo socavado se reducen respecto a la situación anterior a la restauración y las velocidades se mantienen moderadas. Destacan los calados de remanso de los diques en el norte del área de estudio y cuyos vertidos marca un incremento de velocidades respecto a las originales. En el entorno del nuevo cono de sedimentación en el suroeste de cada figura se observa que los caudales se ciñen bastante a los dos nuevos caños de desagüe sobre él y una pequeña parte drena por la cañada Real, pero las velocidades asociadas se mantienen moderadas como el resto del arroyo. El drenaje del arroyo del Partido hacia el caño Marín continúa impedido y por lo tanto la disminución de caudales y velocidades en él es generalizado. La cañada del Pinar recupera caudales de avenida. Hay que mencionar dos tramos diferenciados con la afluencia en el caño Mayor como división. Aguas arriba de ese punto el cauce es ahora separado por el muro que se encuentra en la margen derecha bajo el dique, quedando hacia el este un caudal más somero y lento que el original. Mientras tanto, al oeste del muro, el drenaje de las aguas sobre el camino asfaltado inundan ahora un área adosada al muro. Aguas abajo, en el caño Mayor, las aguas derivadas del arroyo del Partido hacia él mantienen el curso durante las avenidas en unos calados máximos próximos al original. Del mismo modo, las velocidades simuladas en el caño Mayor también varían poco entorno a los valores originales antes de las perturbaciones antrópicas.

Se simplifican las cuatro situaciones vistas anteriormente a la evaluación detallada de las cuatro secciones características (figura 7).

La sección superior del arroyo del Partido (figura 10) en la configuración geomorfológica original muestra dos circulaciones principales compuestas por el arroyo del Partido original a la izquierda y el caño Marín a la derecha. Los calados para el Partido alcanzan 1 m en las zonas más profundas del caño y las mayores velocidades rondan 1 $m \cdot s^{-1}$. En el caño Marín el caudal se distribuye por una anchura de más de 100 m con unas profundidades máximas de 0,50 m, manteniéndose las velocidades bajas, en torno a los 0,50 $m \cdot s^{-1}$. La canalización del arroyo del Partido hace desaparecer el caudal en los dos cauces anteriores y solamente aparece ahora caudal dentro de ella. Los calados máximos rondan los 0,75-1,00 m y el aumento de la velocidad de circulación es significativo, alcanzando casi los 3 $m \cdot s^{-1}$ en el centro del encauzamiento. El sucesivo socavamiento del lecho del nuevo cauce crea una nueva morfología en el cono primitivo que consigue mayores calados, siendo éstos entre 1,50 y 1,75 m para los caudales simulados. En cambio, las velocidades en cauce socavado se moderan respecto a la situación anterior y quedan con máximos cercanos a los 1,75 $m \cdot s^{-1}$.

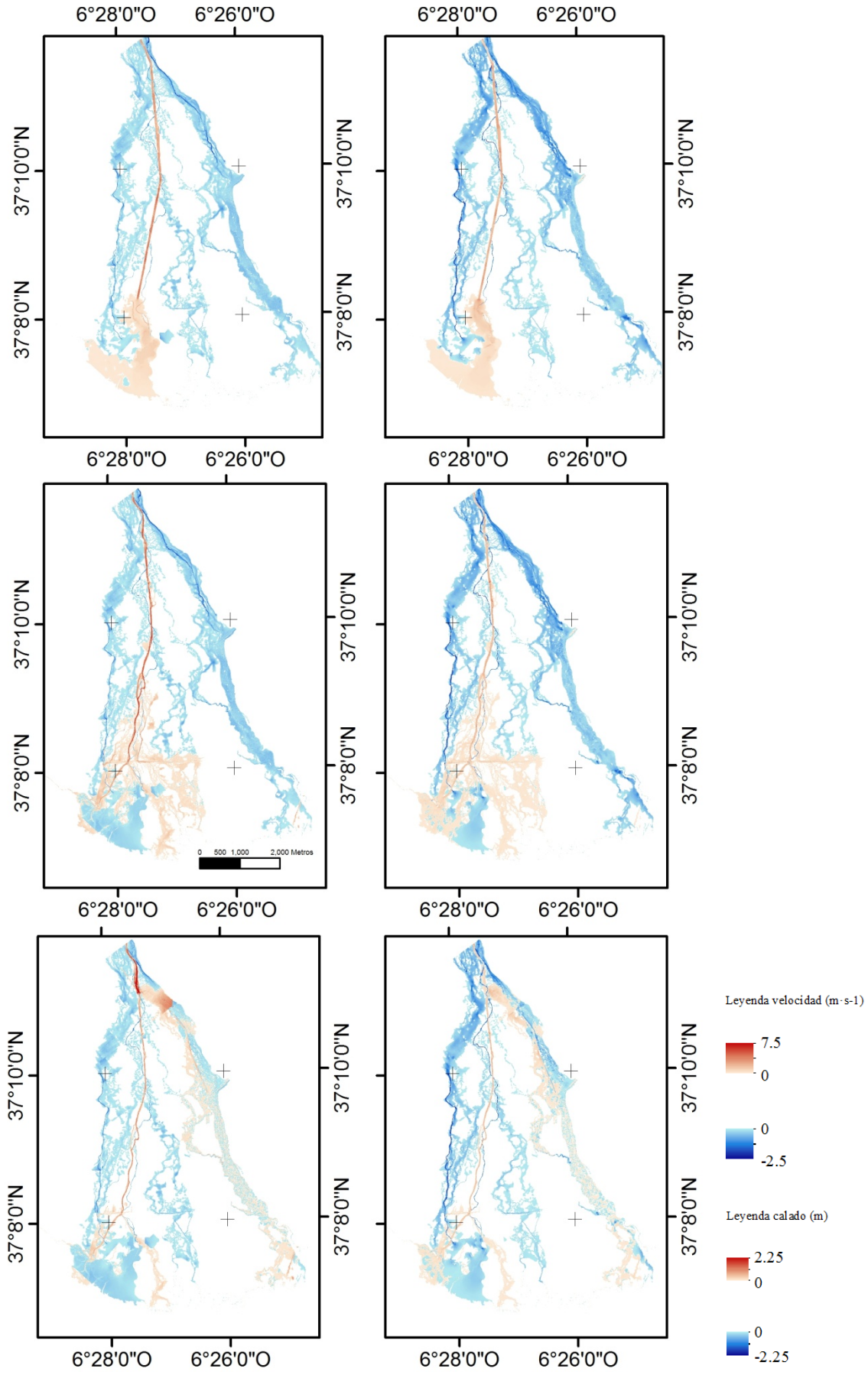


Figura 9. Situación encauzada (primera fila), situación de encauzamiento socavado (segunda fila), y situación restaurada (tercera fila) respecto a la situación natural. Variación de calados máximos (columna izquierda) y variación de velocidades máximas (columna derecha). ***(Channelized state (top row), incised cannel (middle row), and restored state (bottom row) in relation to the natural state. Variation of maximum water depth (left column) and variation of maximum water velocity (right columns).***

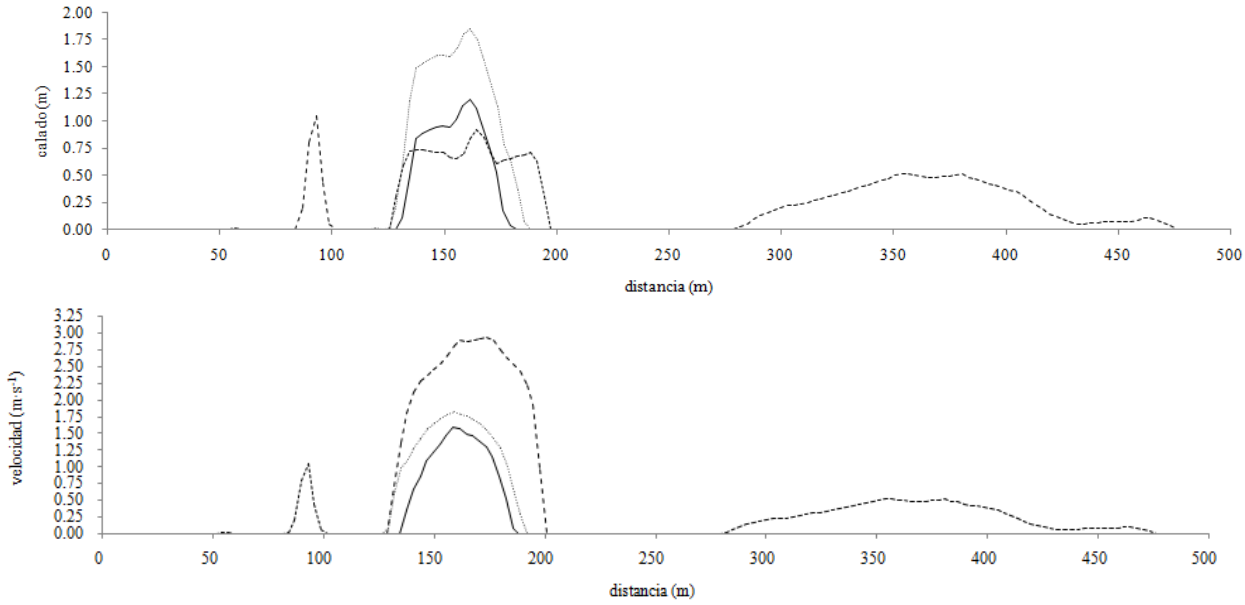


Figura 10. Valores de parámetros hidráulicos en la sección superior del arroyo del Partido. Trazo discontinuo largo situación natural simulada, trazo discontinuo corto estado en 1982, trazo punteado situación previa a la restauración, y trazo continuo situación tras la restauración. ***(Values of hydraulic parameters in the upper cross section of the Partido stream. Maximum water depth (top) and maximum water velocity (bottom). Natural state simulated in long dashed line, state in 1982 in short dashed line, state before restoration in pointed line, and state after the restoration in solid line).***

La sección situada sobre el tramo inferior del arroyo del Partido (figura 11) es más compleja. La situación original muestra igual que la sección anterior, los cauces del arroyo del Partido y caño Marín, añadiendo una circulación de caudal en una sección intermedia entre ambos. Los parámetros para el Partido se mantienen cercanos a 1 m de calado maximo y 1 $m \cdot s^{-1}$ en el centro del caño. El caño Marín en la zona inferior del cono primitivo cambia de morfología, pasando de un cauce tipo llanura de inundación somero a un cauce más definido y modesto con una zona de inundación asociada. Así, muestra una lámina de agua alrededor de los 100 m de ancho con un calado máximo entorno a 1,25 m y una velocidad máxima de 1,75 $m \cdot s^{-1}$. Los calados máximos con la canalización construida se encuentran en 1,20-1,40 m y las velocidades alcanzan casi los 1,75 $m \cdot s^{-1}$. El cauce encajado antes de la restauración presenta un cauce principal de hasta 2 m de calado y otros secundarios de 1 m aproximadamente. En cuanto a las velocidades resultantes máximas se muestran entorno a 1,25-1,50 $m \cdot s^{-1}$. Una vez llevada a cabo la restauración del arroyo los caudales disminuyen hasta los 1,50 m y velocidades máximas de 1,75 $m \cdot s^{-1}$ para el cauce principal del arroyo e inferior a 1 $m \cdot s^{-1}$ para los secundarios.

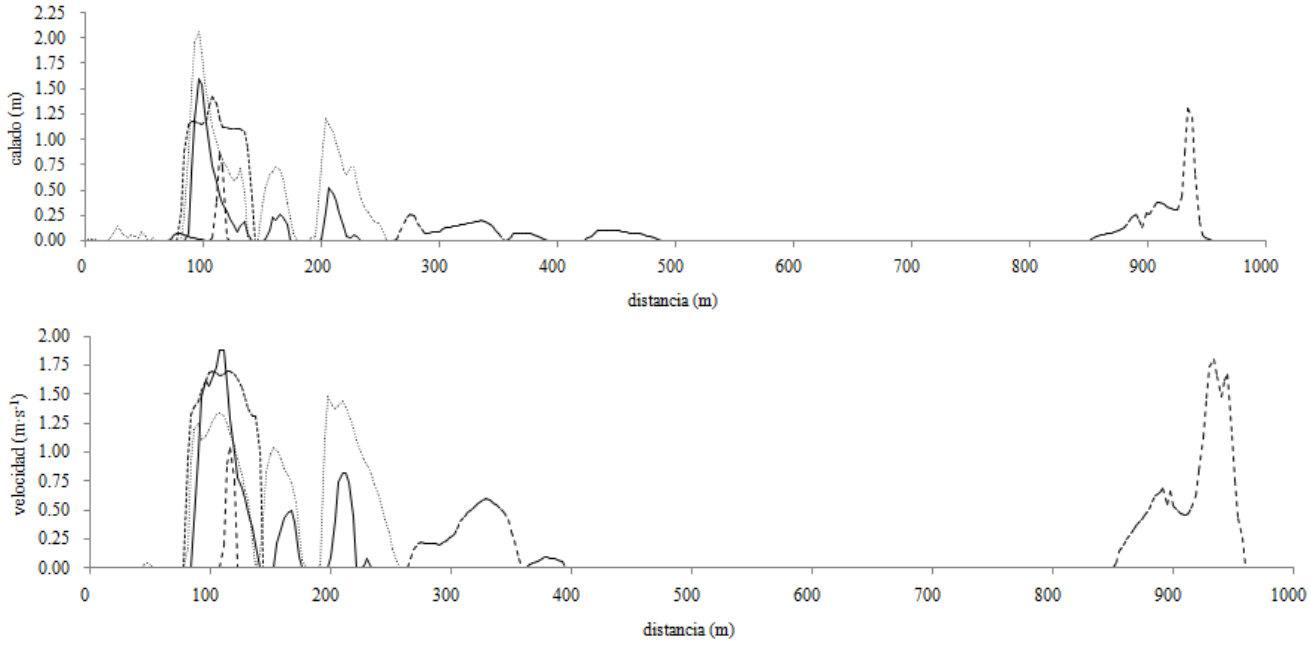


Figura 11. Valores de parámetros hidráulicos en la sección inferior del arroyo del Partido. Trazo discontinuo largo situación natural simulada, trazo discontinuo corto estado en 1982, trazo punteado situación previa a la restauración, y trazo continuo situación tras la restauración. ***(Values of hydraulic parameters in the lower cross section of the Partido stream. Maximum water depth (top) and maximum water velocity (bottom). Natural state simulated in long dashed line, state in 1982 in short dashed line, state before restoration in pointed line, and state after the restoration in solid line).***

La sección sobre la cañada del Pinar (figura 12) carece de caudales desde el momento del encauzamiento hasta la restauración por encontrarse aguas arriba del caño Mayor. Durante la situación original la Cañada del Pinar muestra un cauce efectivo de más de 350 m con calados que solamente superan 0,50 m en el cauce principal de la cañada, donde alcanza casi 1 m. Las velocidades máximas simuladas para esa situación no pasan de los 0,75 $m \cdot s^{-1}$. Tras la restauración del régimen hidráulico se recuperan los caudales en el entorno del cauce principal de la Cañada del Pinar y las velocidades disminuyen ligeramente en los márgenes de inundación. Hay que destacar la discontinuidad creada por el muro aguas abajo del dique que en su parte derecha muestra calados de 0,75 m y velocidades de hasta 1 m.

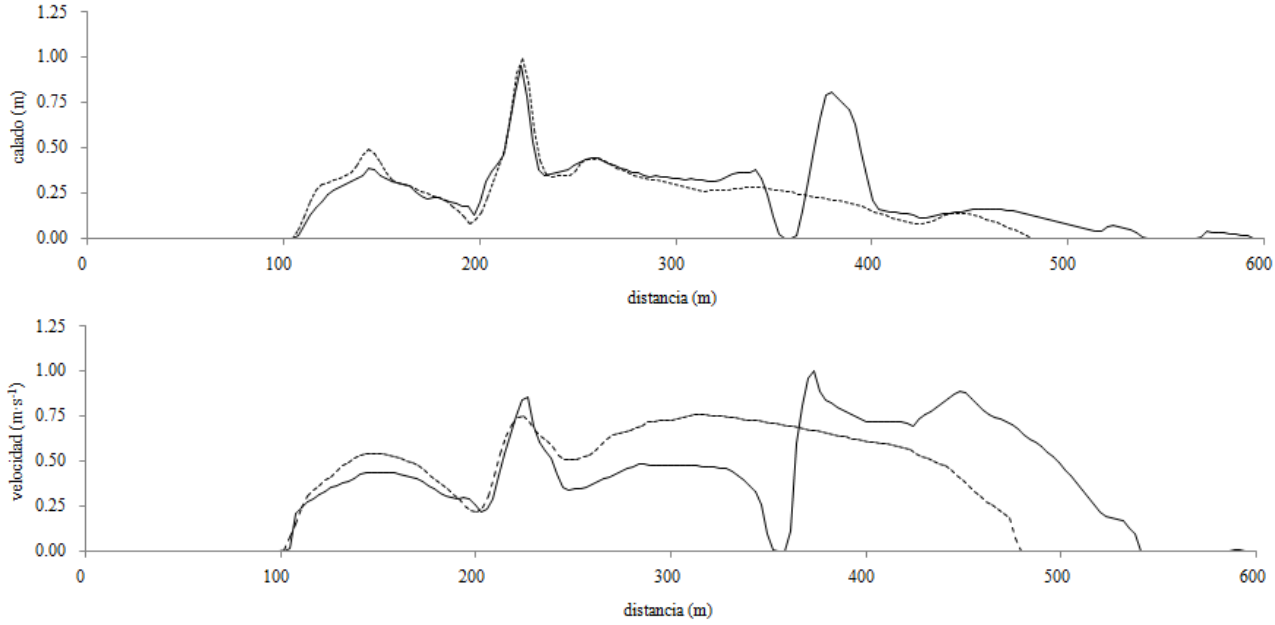


Figura 12. Valores de parámetros hidráulicos en la sección del arroyo de la Parrilla. Trazo discontinuo largo situación natural simulada, y trazo continuo situación tras la restauración. ***(Values of hydraulic parameters in the cross section of the Parrilla stream. Maximum water depth (top) and maximum water velocity (bottom). Natural state simulated in long dashed line, and state after the restoration in solid line).***

La sección sobre el Caño Mayor (figura 13) muestra dos patrones bien definidos. La situación original muestra un cauce de más de 300 m de ancho y calados máximos poco superiores a 0,75 m y velocidades de casi 1 $m \cdot s^{-1}$. Tras el encauzamiento, cuando los caudales de avenida de la cuenca del Partido y la Parrilla no llegaban a esta zona del cono de sedimentación, son varios los cauces independientes que resultan, con calados de 0,50 m y velocidades entorno a los 0,50 $m \cdot s^{-1}$, sin ocupar la llanura inundable adyacente. La restauración de caudales de avenida vuelve a mostrar unos caudales y velocidades máximos muy similares a los obtenidos en la situación original, con una diferencia del orden de 0,25 m en calado y 0,40 $m \cdot s^{-1}$ en velocidad respecto a las situaciones con el caudal de avenida derivado hacia El Rocío.

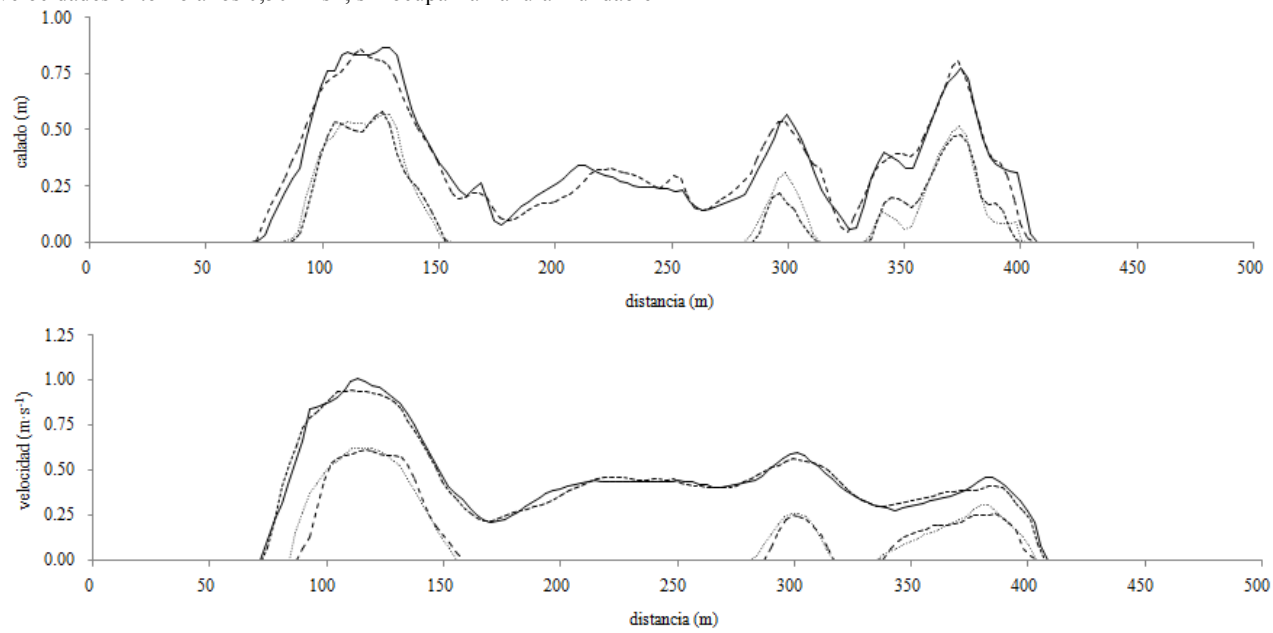


Figura 13. Valores de parámetros hidráulicos en la sección del Caño Mayor. Trazo discontinuo largo situación natural simulada, trazo discontinuo corto estado en 1982, trazo punteado situación previa a la restauración, y trazo continuo situación tras la restauración. ***(Values of hydraulic parameters in the cross section of the Caño Mayor. Maximum water depth (top) and maximum water velocity (bottom). Natural state simulated in long dashed line, state in 1982 in short dashed line, state before restoration in pointed line, and state after the restoration in solid line).***

5. CONCLUSIONES

El agua de las avenidas en la situación original inundaba gran parte del cono y se distribuía sobre mayor superficie en las llanuras de inundación, lo que mantenía controladas las tensiones de arrastre y las erosiones sobre los lechos.

Las posteriores configuraciones morfológicas del entorno del primitivo cono, como muestran las simulaciones, evitaban los desbordamientos de los caudales de avenida, aumentando la magnitud de al menos uno de los parámetros hidráulicos favorables para el desencadenamiento de erosión y transporte: el calado y la velocidad del flujo.

La evolución de la incisión del lecho del canal entre 1985 y 2006 provoca de nuevo desbordamientos del encauzamiento, pero éstos son ahora en los últimos 500 metros del arroyo del Partido, en las inmediaciones del puente del Ajolí. Las nuevas inundaciones por desbordamiento no significan un retorno a la situación original de equilibrio sedimentario puesto que se producen en las inmediaciones de El Rocío tras la circulación por el canal y por causa del crecimiento del nuevo cono sobre la marisma. Al contrario, la nueva situación supone un riesgo geotorrencial para el núcleo urbano, mostrando condiciones favorables para la deposición de sedimentos y cambios de trayectoria del cauce principal.

La restauración del arroyo del Partido de la intervención número 3 del proyecto Doñana 2005 ha controlado las condiciones hidráulicas desfavorables en el entorno de El Rocío. Contrariamente, los parámetros tras la restauración no varían significativamente respecto a la situación original de la red de drenajes al este del cono.

Los resultados expuestos de los cálculos realizados son el valor máximo de cada parámetro en cada elemento de cálculo. Esta manera de sintetizar los resultados enmascara la evolución de los parámetros durante la avenida, que tiene gran interés y requiere de un estudio mucho más exhaustivo. Hay que remarcar que los valores máximos pueden no coincidir en el tiempo para un parámetro dado a lo largo de una misma sección, ni para un mismo punto el de los diferentes parámetros. Por ello, se aconseja ser prudentes en la extracción de conclusiones sobre las tensiones de arrastre que potencialmente produzcan erosiones en el área de estudio.

La concentración de caudales en el encauzamiento del arroyo del Partido para los valores de tormenta estudiados no produjo mayores caudales durante las avenidas que los que se producían anteriormente en los caños naturales del cono primitivo, pero sí se mantiene esa magnitud de calados en una sección notablemente más amplia que aquellas. Por otra parte, el incremento de la velocidad es importante en dicha sección artificial, siendo el parámetro que dispara la dinámica geotorrencial. La evolución incisiva del cauce y la deposición de los sedimentos en el nuevo cono de sedimentación transfiere esa importancia hacia el calado. La formación del nuevo cono de sedimentación es la consecuencia más obvia de dinámica sedimentaria en la zona y la canalización erosionada concentra los procesos al este de la aldea de El Rocío. En esta situación el núcleo urbano queda en un entorno donde depósitos arenosos se establecen con la recurrencia aleatoria de las avenidas y las disminuciones de pendiente aguas abajo crean nuevas trayectorias del cauce del arroyo.

La restauración disminuye los caudales aguas abajo del dique sobre el arroyo del Partido, y se mantienen controlados tanto los calados como la velocidad. Se comprobó este comportamiento durante el periodo torrencial 2009-2010, donde el perímetro oriental de la aldea de El Rocío no sufrió importantes inundaciones ni aportes de sedimentos, y midiendo implícitamente la ausencia de materiales transportados a la cañada real.

La recuperación de grandes caudales en la Cañada del Pinar y el Caño Mayor muestran calados y velocidades similares a los simulados en la geomorfología original del cono. Esto garantiza la ausencia de procesos importantes de erosión y movimientos de sedimentos. No obstante, cabe señalar el efecto local que produce el muro longitudinal bajo el dique en la Cañada del Pinar. Los caudales que sobrepasan la carretera de El Rocío a Villamanrique tienden a concentrarse y circular adyacentes al otro lado del muro, pudiendo generar problemas erosivos para caudales mayores de los estudiados.

El sistema hídrico del antiguo cono del arroyo del Partido se caracteriza por el funcionamiento de los caños y la activación de múltiples cauces secundarios durante las avenidas. Modificaciones importantes en la distribución natural de caudales tienen repercusiones en los valores que toman los parámetros hidráulicos en las diferentes regiones del área de estudio. Esto puede llevar a problemas medioambientales y de seguridad, como se ha visto en las últimas décadas.

El estudio de problemas medioambientales con origen en fenómenos hidráulicos mediante simulaciones computacionales se comprueba de gran utilidad por aportar resultados distribuidos por toda la zona de estudio a una gran resolución y que no se pueden obtener mediante otras metodologías. Las investigaciones y conocimientos previos realizados, así como la información tomada en campo son imprescindibles para contrastar y garantizar una respuesta adecuada de los modelos informáticos.

6. REFERENCIAS

Brunner, G.W., 2010. HEC-RAS, River Analysis System Hydraulic Reference Manual. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.

Cambronero, G., De Pourq, K., 2006. Modelo Digital del Terreno de la Marisma de Doñana obtenido a partir de un vuelo láser escáner (LIDAR). E.T.S. d'Enginyers de Camins Canals i Ports de la Universitat Politécnica de Catalunya, Barcelona.

Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía, 2007. Información Geográfica vuelo LIDAR hojas MTN25 1001C3 y 1018C1.

Gomez, B., 1991. Bedload transport. Earth-Sci. Rev. 31, 89–132.

Hawley, R.J., Bledsoe, B.P., Stein, E.D., Haines, B.E., 2012. Channel Evolution Model of Semiarid Stream Response to Urban-Induced Hydromodification. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. 48, 722–744.

Mao, L., 2004. Analisi comparative del transporto solido di corsi torrentizi in diversi ambiti geografici. Ph.D Thesis. University of Padova. (in italian).

Mintegui, J.A., Robredo, J.C., 1999. Formación del cono de sedimentación de un curso torrencial: Análisis del arroyo del Partido (Huelva), in: Libro Homenaje a D. Ángel Ramos Fernández. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Academia de Ingeniería de España y ETS Ingenieros de Montes UPM, pp. 1555–1567.

Mintegui, J.A., Robredo, J.C., Gonzalo, C. de, Huelin, P., 2010. Recuperación del régimen hidráulico e hidrológico del arroyo del Partido en el tramo anterior a su afluencia en la marisma de El Rocío (Parque Nacional de Doñana). Ecología 23, 9–38.

Mintegui, J.A., Robredo, J.C., Sendra, P.J., 2003. Avenidas torrenciales en el arroyo del Partido y su incidencia en la marisma del Parque Nacional de Doñana. Serie Tecnica. Organismo Autónomo Parques Nacionales.

Scharffenberg, W.A., Fleming, M.J., 2010. Hydrologic Modeling System HEC-HMS User's Manual. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.

Sendra Arce, P.J., 2002. Investigación cuantitativa del transporte de sedimentos no cohesivos en avenidas torrenciales: Aplicación al caso del arroyo del Partido, Huelva. Departamento de Ingeniería Forestal. ETS Ingenieros de Montes. UPM.

Urdiales Alonso, C., 1996. Cambios recientes en el tramo final del arroyo del Partido, Parque Nacional de Doñana. Organismo Autónomo Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente.

Los servicios de las aguas subterráneas al bienestar humano en España
Groundwater services to human well-being in Spain

Manzano, M.[(1)]; Lambán, J.[(2)] y Montes, C. [(3)]
[(1)] Universidad Politécnica de Cartagena, Pº de Alfonso XIII 52, 30203 Cartagena, España, marisol.manzano@upct.es
[(2)] Instituto Geológico y Minero de España, C/Manuel Lasala, 44, 50.006 Zaragoza, España, javier.lamban@igme.es.
[(3)] Universidad Autónoma de Madrid, Facultad de Ciencias, 28.049 Tres Cantos, Madrid, España, c.montes@uam.es

SUMMARY

Based in the United Nations' scientific programme The Millenium Ecosystems Assessment, Spain has recently performed an evaluation of the services of its ecosystems. Groundwater provides many basic services to human well-being and, for the first time, groundwater services have been evaluated with the same approach used with the other ecosystems. The status and trends of provisioning, regulating and cultural services, as well as the main drivers causing changes in groundwater services, have been studied using indicators from the existing reliable information. Many provisioning and regulating services which are basic for well-being are decreasing in wide areas of Spain, due to the many factors affecting groundwater quantity and quality. On the other hand, cultural services are increasing.

1. INTRODUCCIÓN

Las aguas subterráneas son el soporte de ecosistemas acuáticos superficiales muy valiosos tales como ríos, riberas, humedales, manantiales, bosques freatofíticos, praderas, etc., muchos de cuyos servicios dependen del aporte de agua subterránea, o bien deben parte de su valor al aporte de agua subterránea en cantidad y calidad adecuadas. Pero los acuíferos constituyen valiosos ecosistemas acuáticos en sí mismos, y muchas de las funciones que tienen lugar en el propio acuífero proporcionan multitud de servicios básicos para el bienestar humano. En el marco del proyecto de la Fundación Biodiversidad Evaluación de los Ecosistemas del Milenio en España se ha realizado un trabajo que aborda las aguas subterráneas de un país en su conjunto desde el punto de vista de los ecosistemas, evaluándose los servicios de las aguas subterráneas al bienestar humano en España. El trabajo ha consistido en identificar, de forma sistemática, los servicios que ofrecen las aguas subterráneas al ser humano en dicho país y en realizar una primera evaluación del estado de funcionalidad de dichos servicios. Se han aplicado a las aguas subterráneas los mismos criterios que se han aplicado a los otros ecosistemas identificados. Los servicios evaluados se agrupan en tres tipos: servicios de abastecimiento, servicios de regulación y servicios culturales.

2. LOS SERVICIOS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS AL BIENESTAR HUMANO

Las aguas subterráneas son el soporte de ecosistemas acuáticos superficiales muy valiosos tales como ríos, riberas, humedales, manantiales, bosques de freatofitas, praderas, etc., muchos de cuyos servicios dependen del aporte de agua subterránea o bien deben parte de su valor al aporte de agua subterránea en cantidad y calidad adecuadas. Pero los acuíferos constituyen valiosos ecosistemas acuáticos en sí mismos, y muchas de las funciones que tienen lugar en el propio acuífero proporcionan multitud de servicios básicos para el bienestar humano.

El marco conceptual aplicado supone un cambio de perspectiva importante ya que, sin desatender a los valores intrínsecos de la naturaleza, la propuesta promueve considerar también sus valores instrumentales (suministro de alimentos, agua potable…), vinculando la conservación de los ecosistemas con el bienestar humano.

El modelo conceptual adoptado se fundamenta en los siguientes componentes básicos: 1) Ecosistema, 2) Bienestar humano, 3) Servicios de los ecosistemas, 4) Impulsores directos de cambio en los servicios; 5) Sinergias entre servicios.

Servicios de abastecimiento

Los servicios de abastecimiento son los productos obtenidos directamente de los ecosistemas, como el alimento, la fibra, la madera, el agua potable, la caza o la pesca. Con respecto al abastecimiento de agua potable, la mayor parte del agua dulce no se encuentra en ríos ni lagos, sino en los acuíferos. El agua subterránea supone el 94 % de toda el agua dulce del planeta (excluyendo los casquetes polares y glaciares) y representa el almacenamiento más importante accesible del planeta (Ward y Robinson, 1990). Una de las funciones más importante del agua subterránea es el abastecimiento para uso doméstico, industrial y agrícola. El agua subterránea también aporta organismos capaces de reducir la contaminación (NRC, 2004), y contiene nutrientes esenciales, como sulfatos y nitratos, provenientes de las formaciones geológicas y de la actividad microbiana, capaces de biodegradar compuestos orgánicos (Bergkamp y Cross, 2006). La presencia de agua subterránea posibilita la existencia de vegetación silvestre que proporciona alimento, fibras vegetales, plantas y principios medicinales, materia prima para la generación de energía, etc. Y a través del riego proporciona alimento a buena parte de la población mundial.

Servicios de regulación

Los servicios de regulación son los beneficios obtenidos de manera indirecta de los ecosistemas. Las aguas subterráneas pueden considerarse como un servicio de regulación ya que son necesarias para que existan otras formas de vida y, además, juegan un papel esencial tanto en el ciclo del agua como en el ciclo de nutrientes (Bergkamp y Cross, 2006). Los procesos de recarga y descarga de agua subterránea no solo son parte esencial del ciclo hidrológico, sino que son esenciales para la vida de los organismos. El descenso de niveles piezométricos y la degradación del agua subterránea puede influir de forma significativa en todos los componentes del ciclo del agua, pudiendo afectar el flujo hacia los ríos y zonas húmedas, reduciendo así la salud de los ecosistemas. Además, las aguas subterráneas juegan un papel esencial en el transporte y almacenamiento de nutrientes.

Servicios culturales

Los servicios culturales son los beneficios no materiales que las personas obtienen a través de las experiencias estéticas, el turismo, el sentido de pertenencia a un lugar y el enriquecimiento espiritual o religioso. Las aguas subterráneas constituyen un componente esencial para la vida e integran diversos servicios culturales. Por ejemplo, un descenso de nivel piezométrico, por causas naturales (climáticas) o antrópicas (explotación intensa de aguas subterráneas, cambios en la gestión del territorio, etc.) puede hacer desaparecer manantiales y humedales singulares, generando conflictos entre usuarios, incrementando las diferencias entre ricos y pobres, induciendo el abandono de poblaciones locales a otros lugares, etc. Por otro lado, el creciente interés por la naturaleza y el reconocimiento de sus valores y servicios está haciendo que pobladores cercanos y lejanos se interesen cada vez más por el origen, funcionamiento y conservación de fuentes, lagunas, cascadas de origen cárstico, etc.

3. METODOLOGIA

El trabajo ha consistido en realizar una primera evaluación del estado actual de funcionalidad, y de las tendencias de evolución en las últimas décadas, de un conjunto de servicios que las aguas subterráneas proveen al bienestar humano en España. La lista de servicios evaluados fue única para los catorce ecosistemas considerados en el proyecto Ecomilenio, y básicamente son los mismos establecidos por Naciones Unidas (MEA, 2005). No obstante, el marco conceptual deja claro que ni todos los ecosistemas realizan todos los servicios ni todos los servicios realizados se proveen en igual magnitud. Los servicios se han agrupado en tres tipos principales: de abastecimiento, de regulación y culturales.

También se han estudiado los principales factores que inducen cambios en el funcionamiento de los acuíferos y que producen impactos en los servicios que estos proporcionan al bienestar humano, evaluándose el estatus y las tendencias de evolución de los mismos en las últimas décadas. Además, se ha realizado un análisis preliminar de los compromisos (trade-offs) y sinergias entre los distintos tipos de servicios que proporcionan las aguas subterráneas, así como de sus posibles previsiones de evolución bajo distintos escenarios futuros.

Para hacer este primer diagnóstico no se han llevado a cabo investigaciones empíricas. La evaluación del estado y las tendencias de cada servicio particular, de cada factor que induce cambios, así como de los compromisos y sinergias entre distintos servicios, se ha llevado a cabo usando como indicadores información científica y técnica muy variada pero confiable (o filtrada, en algunos casos). Dicha información procede de publicaciones científicas (artículos en revistas científicas, tesis doctorales y de maestría; informes finales de proyectos de investigación); informes técnicos de organismos públicos oficiales tales como el Ministerio de Medio Ambiente, el Ministerio de Agricultura, el Instituto Geológico y Minero de España, el Observatorio Español de la Biodiversidad, etc. (por ejemplo, sobre la variación de la superficie regada en España, la evolución de la contaminación por nitratos de las aguas subterráneas, etc.); informes de síntesis de la Agencia Europea de Medio Ambiente y de grupos de trabajos sectoriales de la Comisión Europea, tales como el Grupo de Aguas Subterráneas; etc. En algunos casos también se ha usado información procedente de sitios web de organizaciones no gubernamentales tales como World Wild Foundation, de municipalidades y de fundaciones culturales. Finalmente, en muchas ocasiones se ha usado la experiencia y conocimientos de los propios autores.

En la Tabla 1 se muestra un ejemplo del tipo de indicadores usados. Como no existe (o no se ha encontrado) información relacionable con todos los servicios evaluados, el trabajo es una primera aproximación en muchos aspectos.

4. PRINCIPALES RESULTADOS

Estado y tendencias de los servicios de las agua subterráneas al bienestar humano en España

Los servicios identificados y una valoración preliminar del estado cualitativo de su funcionamiento se muestran en la Tabla 2. A modo de síntesis se puede decir que muchos de los servicios básicos para el bienestar humano están deteriorados o se están deteriorando en amplias zonas de España como consecuencia de las múltiples presiones que afectan a la cantidad y la calidad del agua subterránea, aunque otros servicios están mejorando:

i) Los servicios de abastecimiento se han visto alterados significativamente en los últimos años. Entre las décadas de 1960 a 1990 el servicio de proporcionar agua para la agricultura aumentó extraordinariamente, multiplicándose por más de 600 la extracción de aguas subterráneas para regadío. Y aunque en estos últimos años la superficie de cultivo de riego en España ha disminuido en cifras globales (entre 1987 y 2006 han desparecido 36.355 ha), en algunas zonas del país aún se ha producido un aumento significativo de la superficie agrícola regada con aguas subterráneas: entre 1987 y 2006 han aparecido 67.444 ha de olivar de regadío, la mayor parte (97,5 %) en Andalucía, convirtiendo terrenos de secano en regadío mediante la explotación de aguas subterráneas (OSE, 2010).

ii) Los servicios de regulación también han empeorado de manera global. Las causas son principalmente dos: el manejo de los flujos del ciclo hídrico y los cambios de los usos del suelo, singularmente la conversión de terreno natural (agrícola o forestal) en terrenos antropizados. El manejo de los flujos hídricos, principalmente los superficiales (encauzamientos, extracciones para usos agrícolas, industriales y urbanos impermeabilizaciones, almacenamientos de grandes volúmenes en áreas puntuales detrayendo caudales de otras zonas, drenaje de áreas encharcables y humedales, etc.) y subterráneos (extracciones) ha inducido la reducción de las descargas naturales de agua subterránea en muchos lugares, disminuyendo así la disponibilidad hídrica para la vegetación y la biota, incluyendo el ser humano. En muchas zonas la disponibilidad de agua subterránea solo es posible ya mediante extracción en pozos cada vez más profundos, lo que en bastantes casos hace inaccesible el agua por motivos económicos.

iii) Los servicios culturales, en general, están mejorando; tal es el caso del conocimiento científico y la generación de oportunidades para la educación ambiental o para las actividades recreativas.

Factores que inducen cambios rápidos en las aguas subterráneas y en sus servicios al bienestar humano en España

Los principales impulsores directos de cambios en los servicios de las aguas subterráneas en España, ordenados de mayor a menor relevancia de su impacto, son (Tabla 3):

i) La explotación intensiva. Con frecuencia concentrada espacialmente, induce cambios en la red de flujo de las aguas subterráneas que tienen impactos directos sobre los servicios de abastecimiento y regulación principalmente: disminución de la magnitud de los flujos de descarga natural; descenso de la cota de los niveles piezométricos; aumento de los gradientes hidráulicos verticales descendentes; movilización de aguas subterráneas salinas; etc.

ii) La contaminación, singularmente la difusa, que puede afectar a grandes volúmenes de agua subterránea y es más difícil de atenuar que la puntual. Induce impactos directos principalmente sobre los servicios de abastecimiento: provisión de agua de buena calidad, aporte de materias primas de origen biológico, provisión de medicinas naturales y de principios activos. Además, en muchos casos la contaminación influye sobre la regulación de la fertilidad del suelo, pues muchos contaminantes inducen cambios de condiciones oxidantes a reductoras en zonas del terreno que deberían ser oxidantes.

iii) Los cambios de usos del suelo. Los cambios que producen modificaciones en la red de flujo y en la hidroquímica de las aguas subterráneas que, a su vez, inducen impactos directos sobre los servicios de abastecimiento, regulación y culturales, suelen estar localizados en las zonas de recarga de los acuíferos. Las actividades con mayor impacto son la deforestación, la sustitución de vegetación natural por cultivos de regadío, la sustitución del riego en lámina libre por riego localizado, la sustitución de la vegetación natural por otra con distintos requerimientos de agua y de nutrientes, la pavimentación y la urbanización. En España hay algo más de 1 Mha artificiales, la mayor parte concentrada a lo largo de la costa mediterránea, donde el clima es semiárido, lo que supone una disminución considerable de la superficie disponible para infiltración del agua de lluvia y de escorrentía y por tanto, de la recarga a los acuíferos.

iv) La manipulación de los flujos del ciclo hídrico por el ser humano tiene efectos directos sobre las aguas subterráneas e induce impactos sobre los servicios de abastecimiento, regulación y culturales de forma más o menos directa, en función del tipo de acción y de su ubicación respecto a la red de flujo de agua subterránea. Los cambios de servicios más frecuentes afectan al balance, al régimen hídrico y a la calidad de las aguas subterráneas, y se derivan de actuaciones tales como la extracción intensiva y sostenida de aguas subterráneas, la recarga artificial de acuíferos, la

Tabla 1. **Ejemplo de indicadores usados para evaluar el estado y la tendencia de evolución de los servicios de las aguas subterráneas en España** ***(Example of indicators used to evaluate the state and the evolution trend of groundwater services in Spain).***

	Servicio concreto		Indicadores y fuentes
TIPO DE SERVICIO: ABASTECIMIENTO	Alimentos	Agricultura	• Evolución de la superficie dedicada a agricultura en la última década. Fuente: OSE (2007; 2008; 2009; 2010); MMA (2006); http://www.mapa.es.
		Acuicultura	• Estadísticas del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación sobre la instalaciones de acuicultura de agua dulce en España (http://www.mapa.es/eu/estadistica/pags/anuario/2009/indice.asp) • Contactos personales con empresas en Isla Mayor (Sevilla) y Sant Carles de la Rápita (delta del Ebro)
		Plantas y frutos silv.	• Valoración personal con base en la experiencia propia.
	Agua de buena calidad	Agua para todo uso	• Explotación de aguas subterráneas y sus usos. Fuente: MARM (2009); Custodio et al, 2009. • Nitratos en aguas subterráneas. Fuente: Porras et al. (1985); Fernández-Ruíz (2007); MMA (2000, 2006, 2007); MARM (2009, 2010); OSE (2007; 2009, 2010). • Plaguicidas y sus metabolitos en aguas subterráneas. Fuente: OSE (2007, 2010); MARM (2008; 2010); INE (2010); http://www.mapa.es. • Contaminantes emergentes en aguas subterráneas. Fuente: Teijón et al. (2010). • Acuíferos salinizados. Fuente: MMA (2000, 2005, 2006, 2007); MARM (2009, 2010); Aragués et al. (1996).
	Materias primas origen biológico	Turba, madera, leña	• Disminución de la superficie de bosque, matorral y pastizal como consecuencia de la conversión de terreno forestal en terreno agrícola y urbano y como consecuencia de incendios. Fuente: OSE (2010).
	Materias primas origen mineral	Sales y carbonatos	• Evolución de la producción de sales evaporíticas en salinas que se explotan mediante extracción y evaporación de agua subterránea. Fuente: Instituto de la Sal (ISAL); Estadística Minera de España (2007).
		Agua mineral	• Evolución del nº de empresas y de la producción de botellas de aguas mineral en España, que ha aumentado extraordinariamente en los últimos diez años. Fuente: OSE (2010); http://www.agua-mineral.net ; Baeza et al. (2001); www.igme.es/internet/AguasMinerales/default.htm; Asociación Nacional de Empresas de Aguas de Bebida Envasadas (ANEABE) (http://www.aneabe.com)
		Metales	• Estadística Minera de España (2007) y valoración personal con base en la experiencia propia.
	Energías renovables	Energía hidráulica	• Disminución como consecuencia del descenso generalizado de niveles freáticos y piezométricos y la disminución de flujos circulantes. Fuente: Díaz Rodríguez (1988); Conesa (1990); Martín et l. (1999)..
		Energía geotérmica	• Aumento considerable debido al auge del uso de la temperatura del agua subterránea para climatización (media y baja entalpía). Fuente: http://www.igme.es/internet/Geotermia/inicio.htm; Ortuño et. al (2006)
	Medicinas naturales y principios activos		• Aumento significativo, singularmente los usos termales y medicinales en balnearios. Fuente: http://www.turismotermal.org.

Tabla 2. **Evaluación global del estado de los servicios de las aguas subterráneas en España y sus tendencias de evolución** ***(Global evaluation of the groundwater services in Spain and their evolution trends).***

TIPO	SERVICIOS		ESTADO
ABASTECIMIENTO	Alimentos	Agricultura	↔
		Acuicultura	↔
		Recolección de plantas y frutos silvestres	↘
	Agua de buena calidad	Agua para todo uso	↘
	Materias primas de origen biológico	Turba/madera/leña	↓
	Materias primas de origen mineral	Sales y carbonatos	↘
		Agua mineral	↗
		Metales	↔
	Energías renovables	Energía hidráulica	↓
		Energía geotérmica	↑
	Medicinas naturales y principios activos		↑
REGULACIÓN	Regulación climática local y regional	Mantenimiento de vegetación	↘
		Almacenamiento de CO_2	↗
	Regulación hídrica	Aumento de la disponibilidad	↓
		Mejora de la calidad	↘
	Regulación morfosedimentaria		↘
	Formación y fertilidad del suelo		↘
	Regulación de las perturbaciones naturales		↘
CULTURALES	Conocimiento científico		↑
	Conocimiento ecológico local		↓
	Identidad cultural y sentido de pertenencia		↗
	Disfrute espiritual y religioso		↗
	Paisaje-Servicio estético		↗
	Actividades recreativas y ecoturismo		↑
	Educación ambiental		↑

LEYENDA

Estado de funcionalidad

- Alto
- Medio-Alto
- Medio-Bajo
- Bajo

Tendencia de evolución

- ↑ Mejora rápida
- ↗ Tiende a mejorar
- ↔ Se mantiene
- ↘ Tiende a empeorar
- ↓ Empeoramiento rápido

modificación del trazado de la red de flujo superficial y el almacenamiento de agua superficial en embalses y presas.

v) El cambio climático. A pesar de la incertidumbre que aún existe sobre las previsiones de sus efectos en el área mediterránea, es necesario tener en cuenta algunas posibles situaciones que tendrían un efecto notable sobre los servicios de abastecimiento, regulación y culturales de las aguas subterráneas. El principal impacto previsible en la latitud de España es el descenso de los niveles piezométricos como consecuencia de la disminución de la recarga, lo que a su vez ocasionaría la reducción de la descarga a muchos manantiales así como de las descargas difusas a ríos, arroyos, humedales y costas, haciendo desaparecer esos ecosistemas y también bosques de vegetación freatofítica. También ocasionaría subsidencia e intrusión salina en muchos acuíferos.

Además, el aumento de la aridez induciría un incremento de la concentración en solutos de las aguas de lluvia, superficiales (antes de infiltrarse) y subterráneas (durante la infiltración), originando aguas subterráneas más salinas.

Adicionalmente, el cambio previsto en la regularidad e intensidad de los eventos lluviosos induciría cambios en la magnitud de los procesos de recarga y descarga así como también en la entrada de materia orgánica y contaminantes en los acuíferos.

vi) Cambios en los ciclos biogeoquímicos como consecuencia de la entrada en el agua subterránea de muchos productos (derivados de la actividad agrícola, urbana e industrial) por encima de la capacidad natural de la biota para degradarlos, fijarlos y reciclarlos. El servicio más afectado es el de provisión de agua de buena calidad para los distintos usos.

Tabla 3. **Principales impulsores de cambios en los servicios de las aguas subterráneas en España (*Main drivers of changes in groundwater services in Spain).***

ECOSISTEMA	Explotación intensiva	Cambios de usos de suelo	Cambio climático	Contaminación	Manipulación del ciclo hídrico	Cambio en los ciclos biogeoquímicos
Aguas subterráneas	↑	↑	↗	↑	↑	↗

Intensidad de los impulsores

Muy alto
Alto
Moderado
Bajo

Tendencias de los impulsores

↑ Aumenta muy rápido el impacto
↗ Aumenta el impacto
↔ Se mantiene el impacto
↘ Disminuye el impacto

Análisis de sinergias entre los servicios de las aguas subterráneas

En el momento actual es difícil realizar un análisis detallado de los compromisos y sinergias entre los distintos tipos de servicios que proporcionan las aguas subterráneas, ya que sería necesario disponer de un marco conceptual aún no existente. Por ello lo realizado es un ensayo a nivel conceptual y en términos muy generales, considerando cuáles serían los posibles efectos que sobre los servicios de las aguas subterráneas producirían tres actuaciones concretas de gestión: una del agua, otra de un humedal y la tercera de la vegetación (Tabla 4):

i) En el caso de la recarga artificial a un acuífero costero con aguas residuales depuradas, los servicios que decrecerían serían principalmente los de regulación: disminución de regulación natural de la calidad del agua y ascenso de niveles piezométricos, disminuyendo la recarga. Los ganadores serían los usuarios con usos domésticos, industriales y agrícolas, mientras que los perdedores serían algunos usuarios, por ejemplo por problemas en las conducciones por cambios en la calidad del agua, y la población local, al disminuir la capacidad de infiltración y aumentar el riesgo de inundación.

ii) En un abastecimiento artificial a un humedal con aguas de origen distinto al original los servicios de las aguas subterráneas afectados serían también los de regulación. Probablemente el humedal se convierta en un foco de contaminación puntual, quizás afecte también al flujo de base de arroyos, manantiales u otros humedales situados aguas abajo y, además, disminuya la capacidad de infiltración del terreno. Los ganadores serían tanto la población local como los ecosistemas locales y los situados aguas abajo por incremento de la cantidad de agua, mientras que los perdedores serían también la población local, por posibles inundaciones, pérdida de suelo fértil y/o problemas de contaminación.

iii) Por último, en el caso de eliminar la vegetación foránea y sustituirla por vegetación nativa con menos necesidades hídricas, nuevamente los servicios de las aguas subterráneas más afectados serían los de regulación, en relación tanto con la cantidad y calidad del agua subterránea como con el clima local. Los ganadores serían los usuarios del acuífero situados aguas abajo (población y ecosistemas asociados) al aumentar la disponibilidad del agua almacenada, mientras que los perdedores serán también la población local, por mayores oscilaciones térmicas y menor temperatura ambiente, así como otros posibles ecosistemas vinculados a la vegetación eliminada.

5. CONCLUSIONES

La valoración preliminar del estado cualitativo de funcionamiento de estos servicios en las aguas subterráneas de España sugiere que muchos de los servicios básicos para el bienestar humano están deteriorados o se están deteriorando en amplias zonas de España como consecuencia de las múltiples presiones que afectan a la cantidad y la calidad del agua subterránea, aunque otros servicios están mejorando. Así, los servicios de abastecimiento han sido alterados significativamente en las últimas décadas debido a la explotación intensiva (principalmente para regadío), que ha hecho descender los niveles y, en muchos casos, empeorar la calidad del agua disponible. Los servicios de regulación también han empeorado de manera global debido principalmente a dos causas: el manejo de los flujos del ciclo hídrico y los cambios de los usos del suelo, singularmente la conversión de terreno natural (agrícola o forestal) en terreno antropizado. El manejo de los flujos superficiales (encauzamientos, impermeabilizaciones, extracciones para usos agrícolas, industriales y urbanos, almacenamiento de grandes volúmenes en zonas puntuales, detrayendo caudales de otras zonas, drenaje de zonas encharcables y humedales, etc.) y subterráneos (extracciones) ha inducido la reducción de las descargas naturales de agua subterránea en muchos lugares, disminuyendo así la disponibilidad hídrica para la vegetación y la biota, incluyendo el ser humano. En muchas zonas la disponibilidad de agua subterránea solo es posible ya mediante extracción en pozos cada vez más profundos, lo que en bastantes casos hace inaccesible el agua por motivos económicos. Los servicios culturales en general están mejorando; tal es el caso del conocimiento científico y la generación de oportunidades para la educación ambiental o para las actividades recreativas.

Este trabajo es una primera aproximación que debe ser revisada, completada y mejorada. Se ha realizado en base a la información disponible en publicaciones científicas, informes y sitios web de organismos públicos, organizaciones profesionales, ayuntamientos, ONG, diarios, agrupaciones culturales y otros, pero la información que ha resultado útil no es abundante, a veces no está fácilmente localizable, o resulta incompleta por ser su enfoque

Tabla 4. **Ejemplo de análisis de las sinergias entre distintos servicios que se derivan de actuaciones dirigidas a gestionar tres aspectos distintos** ***(Example of the analysis of synergies between services derived from actions addressed to manage three different aspects).***

Decisión	Objetivo	Ganadores	Servicios que decrecerían	Perdedores
(1) Recargar artificialmente un acuífero costero con aguas residuales depuradas	• Mejorar la calidad del agua disponible en zonas de captación para abastecimiento, estabilizando la posición del frente salino	• Usuarios (usos domésticos, industriales, agrícolas)	• Regulación natural de la calidad del agua subterránea (la composición de la mezcla entre el agua inyectada y el agua salina dominará). • Regulación de perturbaciones hídricas naturales (al elevar los niveles piezométricos disminuirá la capacidad natural de infiltración)	• Usuarios: en algunos sectores del acuífero el agua se puede volver blanda o dura, ocasionando problemas en las conducciones. • Población local: mayor riesgo de inundaciones al disminuir la capacidad de infiltración.
(2) Abastecer artificialmente, con aguas de origen no local, humedales que en estado natural dependían de las aguas subterráneas locales	• Aumentar la recarga al acuífero. • Mantener la funcionalidad de los humedales y sus servicios, principalmente los culturales, pero también otros	• La población local (la infiltración supondrá un incremento de la cantidad de agua subterránea). • Ecosistemas locales y otros ubicados aguas abajo y que dependen de las descargas de este acuífero.	• Regulación natural de la cantidad y de la calidad del agua subterránea (es probable que los humedales sean foco de contaminación puntual). • Quizás regulación del flujo de base de arroyos, manantiales y otros humedales dependientes del acuífero ubicados aguas abajo en la cuenca. • Capacidad de regulación de la escorrentía local, pues la elevación de niveles bajo los humedales disminuirá la capacidad de infiltración del terreno	• Población local: en caso de inundaciones y de pérdida de suelo fértil en tramos bajos de la cuenca por saturación del terreno al aumentar la descarga o aparecer zonas de descarga antes no existentes. • Seres humanos y otros usuarios, en caso de contaminación del agua subterránea.
(3) Eliminar vegetación foránea con alta demanda de agua de la zona de recarga de un acuífero, y sustituirla por vegetación nativa y con menos necesidades hídricas	• Aumentar la recarga natural y la disponibilidad de agua almacenada	• Usuarios del acuífero aguas abajo, tanto seres humanos como otros ecosistemas dependientes de las descargas naturales del acuífero	• Regulación natural de la cantidad y la calidad: se verá modificada durante un tiempo que puede oscilar entre décadas y algún centenar de años, hasta alcanzar un nuevo equilibrio. • Regulación del clima local: al disminuir la transpiración lo hará también la humedad ambiente y la regularidad térmica del aire.	• Población local, como consecuencia de las modificaciones climáticas (mayores oscilaciones térmicas y menor humedad ambiente). • Otros ecosistemas valiosos vinculados o incluso dependientes de la vegetación eliminada

muy ajeno al de este contexto. En muchos aspectos la carencia de información de apoyo para evaluar el estado de un servicio concreto se ha suplido con el conocimiento y la experiencia personal de los autores, que obviamente tienen carencias y pueden resultar sesgadas.

6. AGRADECIMIENTOS

El trabajo es una síntesis del informe realizado por los dos primeros autores para la Fundación Biodiversidad en el marco del proyecto Evaluación de los servicios de los ecosistemas del milenio en España (proyecto Ecomilenio, 2009-2011). El proyecto Ecomilenio fue coordinado por el tercer autor, que es el responsable de la introducción de los primeros en el ámbito de las relaciones entre el medio natural y la sociedad.

La redacción y difusión de este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto MICIN REDESAC (CGL-2009-12910-CO3).

7. REFERENCIAS

Bergkamp, G. y Cross, K. (2006): "Groundwater and Ecosystem Services: towards their sustainable use". Proceedings of the International Symposium on Groundwater Sustainability (ISGWAS). Ed: Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 177-193.

Manzano, M. y Lambán, L.J. (2011): "Acuíferos". En: Evaluación de los Servicios de los Ecosistemas del Milenio en España. Conservación de los Servicios de los Ecosistemas y de la Biodiversidad para el Bienestar Humano. Sección III, Evaluación de los tipos operativos de ecosistemas. Ed. Fundación Biodiversidad, Ministerio de Medio Ambiente de España. Capítulo 12, 71 pp. Accesible en: http://www.ecomilenio.es.

MMA (2007): "Síntesis de los estudios generales de las Demarcaciones Hidrográficas en España". Programa AGUA. Dirección General del Agua. Subdirección General de Planificación y Uso Sostenible del Agua, Madrid, 76 pp.

Millennium Ecosystem Assessment (MEA) (2005): "Ecosystems and Human Well-being: Synthesis". Island Press, Washington.

NRC (2004): "Valuing Ecosystem Services: Toward better environmental decision-making". Water Science and Technology Board, National Research Council. The National Academies Press. Washington, D.C.

OSE (2010): "Sostenibilidad en España 2010". Observatorio de la Sostenibilidad en España, 479 pp.

Ward, R.C. y Robinson, M. (1990): "Principles of Hydrology". McGraw Hill Book Company, Londres.

Análise da Convergência das Margens da Albufeira de uma Grande Barragem
Analysis of the Convergence of the Banks of a Large Dam Reservoir

João M. M. Casaca[(1)] e Vasco R. Conde[(1)]
[(1)]Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil 101, Lisboa, jmmcasaca@gmail.com

SUMMARY

Large concrete dams are usually built in valleys on rock masses with good mechanical characteristics. Geodetic monitoring of displacements of object points placed in the dams indicates that the rock masses deform when subject to large water loads. Rock masses of schist present a special pattern of deformability with a significant seasonal component. The paper addresses the subject of rock mass deformability from a practical point of view. An elastic-plastic model with a seasonal component is fitted to convergences due to water loads, measured along eight years, in the rock mass of a Portuguese concrete dam foundation. The methods of multivariate regression analysis are used to determine the coefficients of the model and to evaluate its goodness of fit.

1. INTRODUÇÃO

Uma grande barragem de betão portuguesa, fundada num maciço xistoso, tem dois pilares de estacionamento com centragem forçada, nas duas margens da albufeira, na sua vizinhança. As distâncias (cerca de 200m) entre os pilares têm sido medidas anualmente, desde 2005, com o distanciómetro electromagnético (DEM) de um taqueómetro electrónico (Figura 1). As variações sofridas pelas distâncias medidas, que designaremos por convergências, sendo de ordem de grandeza superior ao erro esperado para o DEM, sugerem uma resposta do maciço à carga hidrostática (CH) devida ao nível da água na albufeira.



Figura 1 – Taqueómetro na estação da margem direita visando um reflector na estação da margem esquerda assinalada com uma circunferência. (Tacheometer in the right bank station sighting a reflector in the left bank station.)

Para estudar a relação entre as convergências observadas e a carga hidrostática, decidiu-se construir um modelo de interpretação quantitativa usando os métodos da regressão linear multivariada, tomando o intervalo de tempo (Δt) decorrido desde uma época inicial (t_0) e a variação do nível da água (ΔH) desde a época inicial, como *inputs* (variáveis independentes) e as convergências correspondentes como respostas (variáveis dependentes).

No Quadro 1, apresentam-se as épocas em que foi realizada a medição da distância e os níveis da água da albufeira da barragem. A primeira observação (2005) realizou-se a um nível da água na albufeira bastante baixo, conveniente para o estudo do efeito da carga hidrostática nas convergências observadas. As restantes observações concentram-se a níveis mais elevados: 75% foram realizadas com o nível da água acima dos 90 m.

Quadro 1 – Épocas de observação e níveis da água na albufeira *(Observation epochs and water levels in the reservoir)*

Época	Nível	Época	Nível
2005 Setembro	62,4 m	2010 Janeiro	92,8 m
2006 Março	91,9 m	2011 Abril	92,4 m
2007 Abril	91,4 m	2012 Março	80,6 m
2008 Julho	85,7 m	2013 Junho	93,5 m
2009 Abril	90,5 m		

2. O MODELO

O modelo de interpretação quantitativa adoptado é constituído por três componentes (Casaca, 2012b): a primeira consiste numa onda de período anual (OA), para modelar efeitos sazonais, a segunda um polinómio de grau um, para representar um efeito plástico, o efeito do tempo (ET), e a terceira um polinómio de grau dois, para representar o efeito elástico da carga hidrostática (CH). Deve notar-se que a deformação plástica do maciço xistoso, que designámos por efeito do tempo (ET), tem como uma das causas principais a carga hidrostática.

Dado que, de momento, estão disponíveis apenas oito respostas (convergências), para manter alguma redundância na estimação dos coeficientes da regressão, optou-se por um modelo da forma:

$$y = \underbrace{a_0 \cos(2\pi\Delta t) + b_0 \mathrm{sen}(2\pi\Delta t)}_{\mathrm{OA}} + \underbrace{a_1(\Delta t)}_{\mathrm{ET}} + \underbrace{a_2(\Delta H)^2}_{\mathrm{CH}} + c \qquad (1)$$

onde (a_0, b_0, a_1, a_2 e c) são os cinco coeficientes desconhecidos.

Para avaliar o ajustamento do modelo às respostas, foi usado o coeficiente de determinação múltipla (Drapper and Smith, 1981):

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^{7}(\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^{7}(y_i - \bar{y})^2} \qquad (2)$$

onde o numerador é a soma dos quadrados das diferenças entre as respostas preditas com o modelo e a média das respostas e o denominador é a soma dos quadrados das diferenças entre as respostas observadas e a média das respostas.

Foram usadas apenas as primeiras sete respostas na determinação dos cinco coeficientes do modelo de regressão, ficando a última resposta (y_8) reservada para o cálculo do erro de predição, tendo em vista pôr à prova a capacidade preditiva do modelo.

3. O INTERVALO DE PREDIÇÃO

Admitamos que as respostas (y_i) são ocorrências de variáveis aleatórias normais, estocasticamente independentes, com a mesma variância (σ^2). Simbolizemos por B a matriz (7x5) das funções básicas (Casaca, 2012a) dos *inputs* (Δt_i e ΔH_i) das sete primeiras respostas e por B_8 a linha das funções básicas dos *inputs* (Δt_8 e ΔH_8) correspondentes à oitava resposta (y_8).

Nestas condições, o intervalo de predição da oitava resposta, para o nível de 95% de confiança, pode ser calculado por (cf. Casaca, 2012a):

$$\hat{y}_8 \pm t_{0,025}(\nu)\sqrt{\frac{(B_8(B^TB)^{-1}B_8^T)(v^Tv)}{\nu}} \qquad (3)$$

onde $t_{0,025}(\nu)$ é o quantil de probabilidade 0,025 da distribuição t de Student, v é o vector dos resíduos da regressão e ν é o número de graus de liberdade, dado, neste caso, por sete (equações) menos cinco (incógnitas) ν = 2.

4. OS RESULTADOS

Os valores estimados para os coeficientes da regressão (1) encontram-se apresentados no Quadro 2. As unidades das variáveis independentes Δt (intervalo de tempo) e ΔH (variação do nível da água na albufeira) são, respectivamente, anos e metros.

Quadro 2* – Coeficientes da regressão *(Regression coefficients)

OA		ET	CH	Constante
a_0	b_0	a_1	a_2	c
+ 1,727	– 0,808	– 1,167	– 0,003	– 3,170

Na Figura 2, apresentam-se os gráficos das variações da distância observadas e preditas pelo modelo (1) com os coeficientes apresentados no Quadro 2. No eixo das abcissas encontram-se os intervalos de tempo, em anos, decorridos desde a primeira observação e no eixo das ordenadas encontram-se as variações da distância, em milímetros. Os gráficos estão praticamente sobrepostos para as primeiras sete observações. Na última observação (y_8), que não foi usada na estimação dos coeficientes da regressão, nota-se a diferença entre o valor observado e o valor predito pelo modelo.

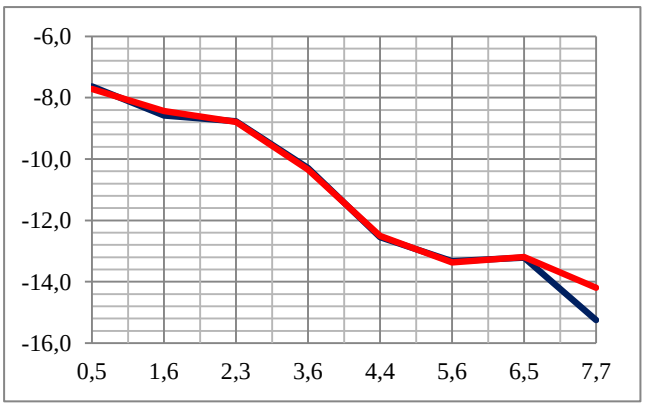


Figura 2 – Gráficos com a variação da distância observada (a azul) e com a variação da distância predita com o modelo (a vermelho). No eixo das abcissas, o intervalo de tempo decorrido após a primeira medição (em anos). No eixo das ordenadas, a variação da distância (em mm).

O intervalo de predição, para o nível de 95% de confiança, da oitava resposta (y_8), que não foi considerada na estimação dos coeficientes do modelo, é [–16,13 mm, –12,26 mm]. A resposta predita pelo modelo (–14,19 mm) difere cerca de 1 mm da resposta observada em 2013 (–15,25 mm) e está no interior do intervalo de predição. Este facto constitui uma boa indicação sobre o desempenho preditivo do modelo.

O valor estimado para o coeficiente de determinação múltipla (2) $R^2 \approx 0{,}999$, indica um ajustamento quase perfeito do modelo às respostas observadas. Se a regressão omitir a componente da carga hidrostática (CH), o coeficiente de determinação múltipla torna-se um pouco inferior $R^2 \approx 0{,}952$, indicando um bom ajustamento do novo modelo às respostas observadas. Se a regressão omitir a componente do efeito do tempo (ET), o coeficiente de determinação múltipla torna-se muito inferior $R^2 \approx 0{,}143$, indicando um mau ajustamento do terceiro modelo às respostas observadas.

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A utilização de sete equações para determinar cinco incógnitas oferece uma redundância baixa (29%), que torna os resultados da análise de regressão efectuada apenas indicativos. Outro aspecto deficitário da análise de regressão é a falta de cobertura no domínio dos *inputs*: i) existem poucas respostas observadas no verão e no outono; ii) a maioria das respostas observadas corresponde a níveis de água superiores a 90 m, faltam observações entre os 65 m e os 80 m. Em contrapartida, o facto de a primeira observação (2005) ter sido realizada com a água muito baixa na albufeira, dá mais consistência à informação obtida pela análise de regressão.

Os valores do coeficiente de determinação múltipla R^2 obtidos com o modelo elasto-plástico completo (1), com o modelo plástico sem a componente elástica da carga hidrostática e com o modelo elástico sem a componente plástica do efeito do tempo, indicam que a componente elástica, embora melhore o modelo, não é fundamental na explicação das respostas.

6. CONCLUSÕES

O prosseguimento da medição das distâncias, especialmente se levada a cabo no outono-inverno e aos níveis de água com menos respostas observadas até agora, poderá melhorar substancialmente as condições para o aperfeiçoamento do modelo bem como da sua capacidade preditiva.

Apesar de todas as limitações referidas, o modelo de análise quantitativa proposto explica muito bem as convergências observadas e tem um desempenho preditivo aceitável.

A análise Bayesiana deste modelo de interpretação quantitativa poderá ser levada a cabo com uma distribuição anterior não informativa. As FDP de Laplace e de Jeffreys são as mais adequadas, sendo que a FDP anterior de Jeffreys conduz à subestimação do factor de variância (Casaca, 2012a). A comparação de modelos alternativos deve ser apoiada no factor de Bayes (Casaca, 2012b).

7. REFERÊNCIAS

Casaca, J. (2012a): "Análise de Regressão Multivariada. Uma Perspetiva Bayesiana". LNEC, ICT-INCB18, 40 pp.

Casaca, J. (2012b): "Uma Estratégia Bayesiana para a Comparação de Modelos Alternativos em Análise de Regressão Linear Multivariada". *Revista Portuguesa de Engenharia de Estruturas*, Série II, nº 12, 37-44.

Drapper, N. and Smith, H. (1981): "Applied Regression Analysis", 2nd ed.. Wiley, New York, 710 pp.

Discusión y elaboración de un modelo conceptual para el flujo de aguas subterráneas en los límites del desierto al oeste del distrito de Minia, Egipto.
Discussion and Development of a conceptual model for groundwater flow in the desert fringes west of Minia district, Egypt.

Ahmed M. Masoud[(1) (3)], José Paulino Fernández-Álvarez[(2)] e Ahmed Aziz Abdelmoniem[(3)]

(1) Hydro-geophysics and NDT Modeling Unit, University of Oviedo, Mieres, Spain. ahmed.masoud@hydrogeophysicsndt.com
(2) Departement of Mining Exploitation and Prospecting, University of Oviedo, Mieres, Spain. pauli@uniovi.es
(3) Geology Departement , Faculty of Science, Sohag University, Sohag, Egypt. ahmed_Seam5@yahoo.com

SUMMARY

Egypt is an arid country with hardly any rainfall. The River Nile is the major source of water. Water shortage is the main problem facing any development in Egypt especially in the desert lands. The desert fringes west of both Minia district and River Nile, Middle Egypt, are areas of natural expansion for agricultural, industrial, and civil activities. This implies an increasing demand in groundwater. A numerical groundwater model is considered as a tool to help evaluate this impact. The first step to do this is building and development of a representative conceptual model. This paper provides an integrated approach to formulate a conceptual model based on geological and hydrogeological characteristics. Collection, preparation and quality control of the data are the most important steps when building such conceptual model. Field and Published data in disparate formats and scales were integrated. The study extensively uses GIS for pre-processing of hydrogeological and geological data. Hydrostratigraphic units and system boundaries were inferred. Piezometric heads were measured from drilled wells. The resulting conceptual model is discussed.

Keywords: Conceptual model, Groundwater, Desert fringes, Minia district, Egypt.

1. INTRODUCTION

In a typical arid country like Egypt, groundwater is considered one of the most important source of water for most uses. In the last decades, the development of the desert areas by building up new communities attracted the attention of the decision makers and the investors. This natural expansion for agricultural, industrial and civil activities in the desert areas need more exploration activities for groundwater resources. This may lead to decline of groundwater level. Monitoring was essential to evaluate the impact of the reclamation. A numerical groundwater model is considered as a good tool to help evaluate this impact. Formulating a conceptual model of the system is the most important step in modeling protocol. It simplify the field problem and organize data so that the system can be analyzed more readily (Anderson and Woessner, 2002).

The main goal of the study is to suggest, discuss and develop different possibilites for conceptual models as a first step to build numerical model for the groundwatwer flow in the desert area west of Minia district, Middle Egypt.

2. SITE DESCRIPTION

The study area located as elongated strip west of River Nile along Minia governorate between longitudes 30º 05' 00" and 30º 55' 00" E and latitudes 27º 40' 00" and 28º 48' 00" N , the area reaches to 11000 km^2 (Fig. 1).

The area is arid to semi arid, hot climate, dry, rainless in summer, and mild with rare precipitation in winter. The rainfall average value for the last 15 years ranged from 23.05 to 33.15 mm/year, while the evapotranspiration at El Minia is 4897.91 mm/year (Korany, 1980; Korany et al., 2006). The average temperatures during January are 4.5°C to 20.5°C and 20.5°C to 37.7°C during August. Relative humidity is varing from 68% in January to over 70% in June (Attia, 1974).

The River Nile runs between two high calcareous plateau bounding it to the east and west sloping from south to north with about 0.1 m/km (Korany et al., 2006). The Nile flow along the eastern part of the Valley; therefore, the cultivated area is wider in the western part than in the east.

Geomorphologically, there are three units built up from west to east as follow (Sadek, 2001) (Fig. 2):

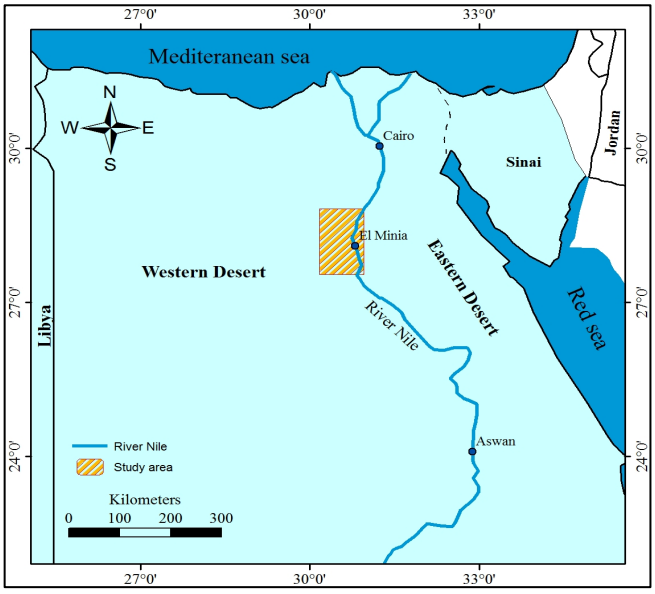


Figure 1 **– location map of the study area.**

a) The limestone plateau, is structuraly formed, composed mainly of limestone covered with alluvial deposits of sands and gravels and bounds the Nile Valley from the east and west.

b) The old alluvial plain, is adjacent to the cliff of plaeaue and it includes new desert reclemation lands as well as scatterd urbanized areas in the western side of the valley and it is irrigated by groundwater.

c) The young alluvial plain, occupies the area adjacent to the Nile bank between the River Nile and old alluvial plain. It represents the old agricultural areas irrigated with surface water diverted from the Nile and from main canals such as Bahr Yousef.

Generally, the land surface drops gently in longitudinal direction (northward) while the lateral slope towards the Nile (eastward) is very high.

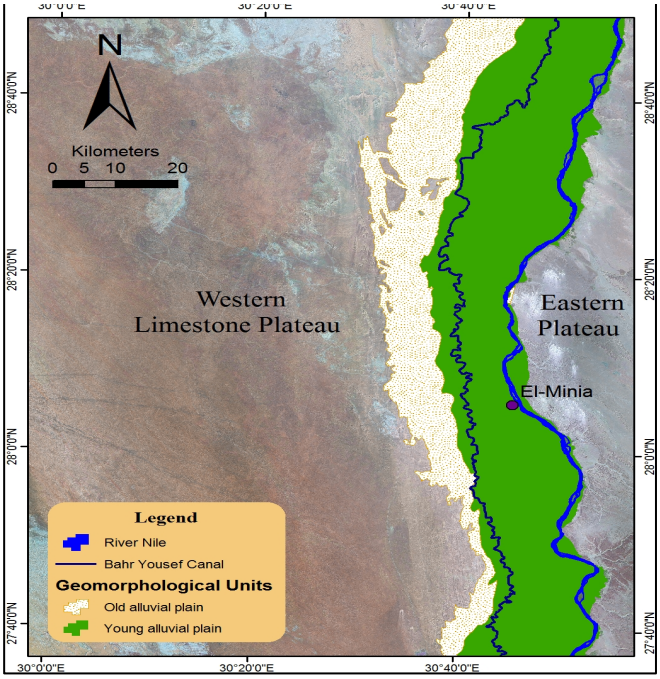


Figure 2– **Geomorphology map of El-Minia area.**

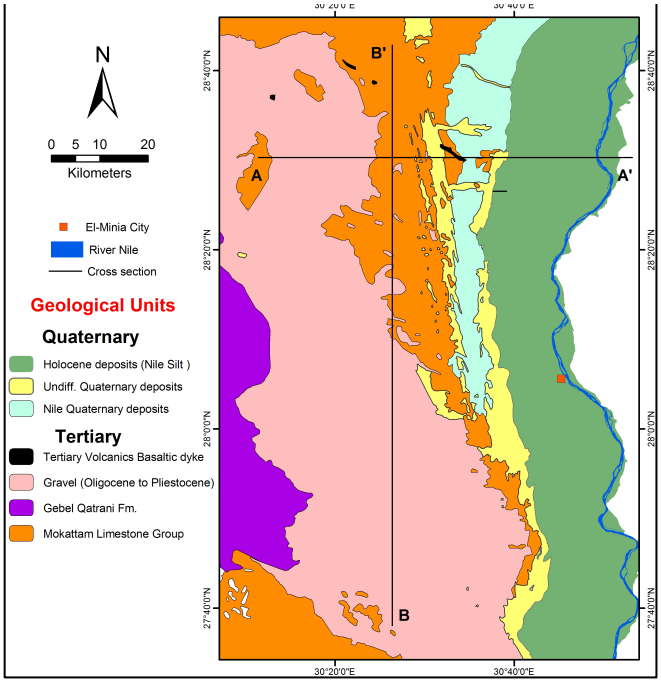


Figure 3 –**Geology map of El-Minia area, enlargement of Figure 1.**

3. GEOLOGY AND HYDROGEOLOGY

The stratigraphic succession in El Minia area is essentially represented by sedimentary rocks (Tertiary and Quaternary). The surface geologic map of the area is shown in Fig. 3 while subsurface geological cross sections, N-S and W-E directions are shown in Fig. 4. The stratigraphic sequence is built-up of from Top to base as follows (Abu Heleika and Niesner, 2009) and (Tamer et al., 1974):

a) Holocene deposits represents in Nile Silt, mainly occupied by cultivated land of Nile valley except small areas in extreme west of the valley. its maximum thickness reaches 15 m in the middle of the Nile valley. Undifferntiated sediments, recently formed, cover the study area such as sand dunes and Fanglmerates.

b) Unconsolidated sands and gravels (Quaternary deposits) intercalated with clay lenses. The thickness increases generally in the direction of the Nile. It is partially saturated with groundwater. Undifferntiated deposits such as sand dunes, wadi deposits and Fanglomerate are distributing in different localiteies in the area.

c) Pliocene Clay bands, deposited during the transgression of the Pliocene sea into the old eroded valleys of the Eocene limestone plateau (Said, 1990)

d) Oligocene-Pliestocene gravel and sand, covers a wide area and composed mainly of gravel, sand and limestone fragments varying in size with dark brown color, its maximum thickness reaches 200m in the western portion. It is considered as a good local aquifer in the desert fringes.

e) Qatrani Formation of Oligocene, consisting of a sequence of alternating clastics, siltstone and clay stone. It overlay the Eocene limestone and occupied the western part of western plateau.

f) Limestone of Samalut and Minia Formations (Mokattam Limestone group), represent one of the main water bearing formation in the area.it is chalky and dense limestone, contains fissures, fractures, and joints, which all construct the conduits of the groundwater system. Total porosity 9-34 %.

Tertiary volcanic basaltic are recorded in some localities in the area. It was detected that the Tertiary volcanic basalts dyke intruded into the chalky limestone aquifer that enhance the interconnection of the, fissures, joint and fracture systems (Abu Heleika and Niesner, 2009).

Structurally; the Nile valley is bounded by wrench faults that more or less parallel either to the gulf of suez or Gulf of Aqaba directions (Youssef, 1968). They area of normal type trending NW-SE. They play a great role in recharging the Middle Eocene Limestone Aquifer (Shabana, 2010)

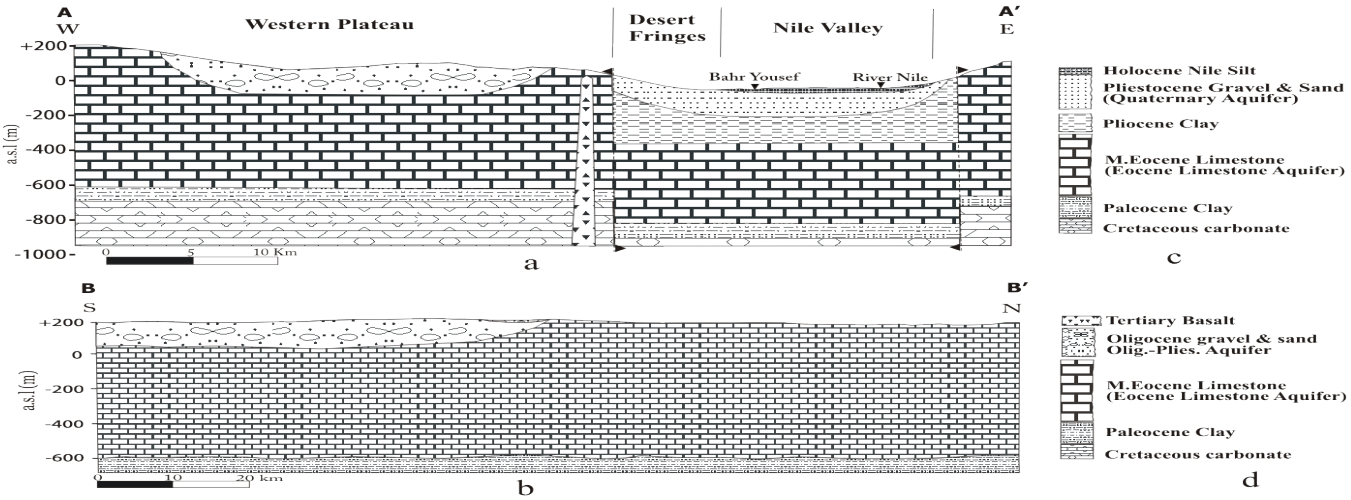


Figure 4–**(a) Subsurface geological cross section W-E direction, (b) Subsurface geological cross section S-N direction., (c) hydrogeological sections in Nile Valley region, (d) hydrogeological sections in Plateau area.**

The groundwater system in the study area is recorded in three main water formations:

a) The quaternary aquifer, has a wide areal extension , espicially on the western side of the Nile valley. The aquifer is formed of a relatively thick formation of quateernary alluvial depositss composed of sands and gravels intercalated with clay lenses. The aquifer is overlain by holocene Nile silt and sandy clay extending into a semi-permeable to impermeable layer . The thickness of the holocene silt and sandy clay layer varies from zero (at the fringes) and 16 meter (near the Nile) with an average thickness of 9-10 meter. The porosity of this layer varies between 35% and 38% (Korany and Hussien, 1982). The top layer recives water from both the infiltration of returen flow after irrigation of the agricultural lands and from subsurface seepage through banks and beds of the irrigation canals and conduits. The Quaternary aquifer has a lare extension in the north-south direction. It is recorded on an impermeamble bed at the bottom which is formed of Pliocene clays. It is limited from the east and west and rests unconformabley on Middle Eocene Limestone (RIGW/IWACO, 1989 and RIGW, 1997). The strucural deformation of the Nile basin provides a possible connection between the Quaternary aquifer and the underlying aquifers, either by upward or downdward flows through the open faults and fractures in certain areas, presuming that the Eocene rocks are fractured (Korany, 1984). The thickness of the quifer decrease from 200 m below the Nile to a few meters towards west and east (RIGW/IWACO, 1986).

b) The Oligocene-Pliestocene aquifer, occupies the great areas in the western desert covering the Limestone aquifer, it is composed of clay, sand and gravel.

The Middle Eocene Limestone water bearing formation, underlies both the Quaternary and Oligocene-Pleistocene aquifers and overlies the Nubian sandstone water bearing formation (Tantawai, 1992). The Eocene aquifer occupies the extreme eastern and western sides of the study area. Eocene limestone aquifer unit is represented by Samalut formation and is made up of hard, white, highly fossiliferous limestone with shale and marl intercalations. Eocene limestone is fractured and is probably affected by network of faulting system (Said, 1981). The possible recharge of the Eocene limestone aquifer in the study area may occur from direct recharge by downward seepage through percolation of the atmospheric precipitation and the occasional flash floods or from percolation of irrigation water and from the local seepage of the overlying younger aquifers. In addition, the recharge of this aquifer may occur from the Nile water passing the Quaternary aquifer especially the area affected by the fault plains. Groundwater of the fissured limestone aquifer is of lower potentiality than that of the Nubian sandstone aquifer (Tantawai, 1992). The discharge of this aquifer occurs essentially through the pumping wells for irrigation purposes, as well as the seepage towards the Nile through the fractures (Osman, 2006). The average depth of Limestone aquifer is 350-500 m (RIGW, 1990).

In the Nile valley region the groundwater is considered as a part of the regional Nile valley aquifer system. Two aquifers are recognized, the Quaternary and Middle Eocene aquifer. they form a more or less connected system by means of several open vertical, inclined and lateral channels, developed along faults, unconformities and sliding slides (Korany et al., 2006) .(Fig 4.c). Groundwater in the Plateau region is represented by Oligocene-Pliestocene sand and gravel aquifer and the Middle Eocene Limestone aquifer.(Fig 4.d)

4. ALTERNATIVE CONCEPTUAL MODELS

Three different conceptual models have been constructed based on the geological and hydrogeological maps (Mallawy, El Minia, and Maghagha) available from RIGW (1992) in addition to the results of drilling wells. They share the same surface topography, surface water bodies and same thickness of the hydrostarigraphic layers. The bottom layer is taken as impermeable bed below Limestone aquifer which has thickness of 350-500 m.

Boundary conditions and aquifers geometry are most important when formulating the conceptual model. Selection the numerical code is important when building a conceptual model. MODFLOW will be used in numerical modeling processes.

In Model A, The eastern boundary is taken as the River Nile to determine the flux into or out of the river (Fig. 5). It is considered as head-dependant flow type boundary and simulated with River package (RIV). The River boundary condition is used to simulate the influence of a River on the groundwater flow. It may either contribute water to the groundwater system, or act as groundwater discharge zones, depending on the hydraulic gradient between the River and the groundwater system. The MODFLOW River Package simulates the surface water/groundwater interaction via a seepage layer separating the surface water body from the groundwater system (Fig. 6)

The MODFLOW River Package input file requires the following information for each grid cell containing a River boundary; River Stage (head), Riverbed Bottom, and riverbed conductance which representing the resistance to flow between the river and the groundwater caused by the seepage layer (riverbed).

The conductance value (C) can be calculated from the length of a river (L) through a cell, the width of the river (W) in the cell, the thickness of the riverbed (M), and the vertical hydraulic conductivity of the riverbed material (K) using the following formula:

$$C = \frac{K \times W \times L}{M}$$

The riverbed of the river Nile in El-Minia area is about 3-4 m and has a hydraulic conductivity (K= 0.006 m/day), The estimated hydraulic conductance for the bed layer of River Nile ranges from 2 to 8 m^2/day (Korany et al. 2006).

Taking a river Nile as the western boundary means that no considered groundwater flow east of the river Nile; this is because presences of fault which bounded the Nile valley in both west and east side.

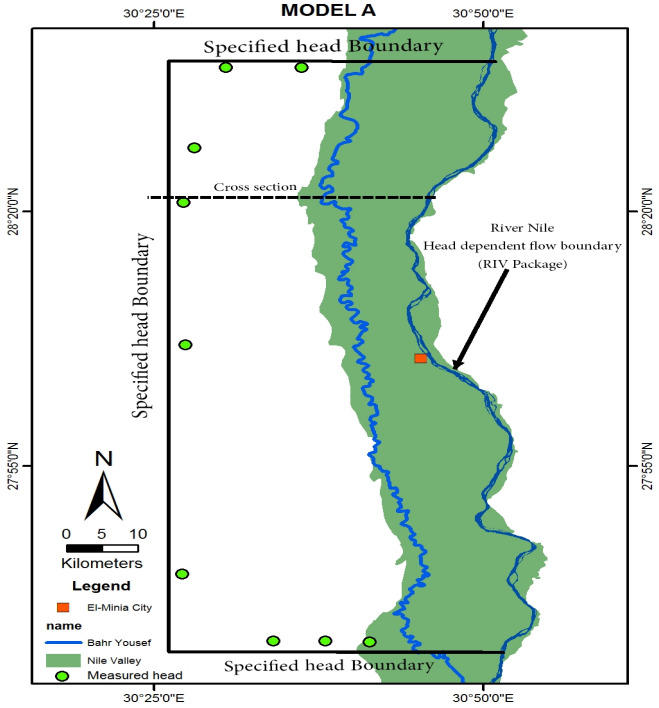


***Figure 5*- Plane view of the Model A boundary conditions.**

The groundwater head in the western, Southern and northern boundaries are measured from the drilled wells which penetrating the Eocene Aquifer. There are 2, 3 and 4 obtaining groundwater heads in the northern, southern and western boundary, respectively,(Fig. 5). These boundaries are considered as a fixed-head boundary with given initial head obtained from measurements in the field. These boundaries are simulated by setting the head at the relevant boundary nodes equal to head value.

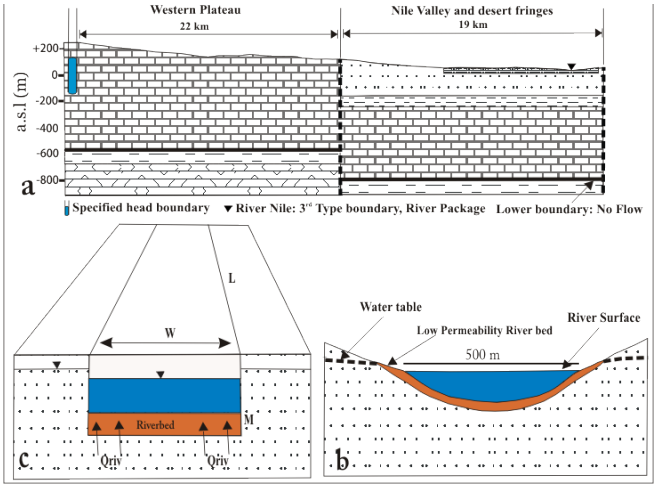


Figure 6*- Representative of Model A and river-aquifer interaction in MODFLOW: a) cross section in the study area with the Eastern and western boundaries, b) actual geometry of river section, c) idealization used in MODFLOW formulation. *Reprinted from Anderson and Woessner copyright (1992).

In Model B, the eastern boundary is considered as fixed-head boundary which represented by River Nile, the western boundary considered as no flow boundary while the southern and northern boundary taken as specified-flow boundary (Fig. 7).

Because the riverbed has low conductivity, the eastern boundary is simulated by River Nile as a fixed-head boundary. The western boundary of this approach is considered as no flow due to two reasons; first is the expectation of existence of Groundwater divides in the Limestone aquifer, (Fig. 8). It separate areas where the water flows toward river Nile direction from areas where it flows in another direction toward Bahariya Oasis in the west. The exact location of the groundwater divides is difficult to determine. Second, because the western side of the study area is a desert land and the rainfall is negligible, there is no groundwater recharge outside the irrigated land that can generate a groundwater flow across this boundary, and accordingly we have to use western no flow boundary.

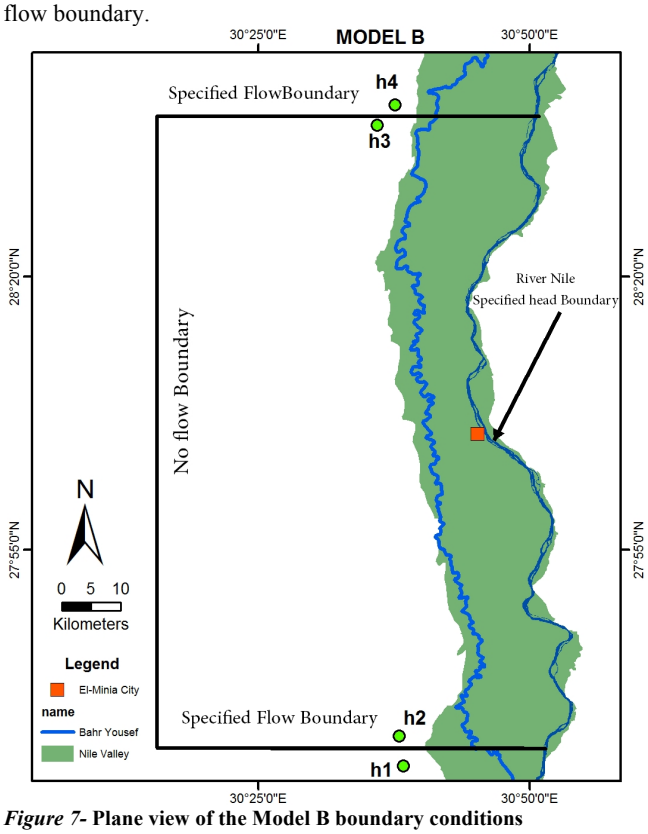


***Figure 7*- Plane view of the Model B boundary conditions**

Ground water flows from areas of high hydraulic head (high water-level elevation) to areas of low head (low water-level elevation). In the study area, Groundwater flows towards the eastern part, due the Bahr Yousef and River Nile with some northern component from south to north parallel to the Nile.

The northern and southern boundaries are represented by specified outflow and inflow fluxes respectively.

The rate of flow used as influx and outflux can be calculated before inclusion into model code. It can be done by Darcy's equation; *Q(Flow rate) =-KA (dh/dL)*, where K is a hydraulic conductivity and *dh/dL* is a hydraulic gradient. The inflow rate at the southern boundary can be assumed by applying Darcy's equation between groundwater points of h1 and h2. The outflow can be calculated between h3 and h4 (Fig 6 and Fig 7). MODFLOW model simulate the southern boundary by assuming injection wells to inject water with specified rate. Groundwater outflow is simulated in the MODFLOW by assuming pumping wells to extract water with specified rate.

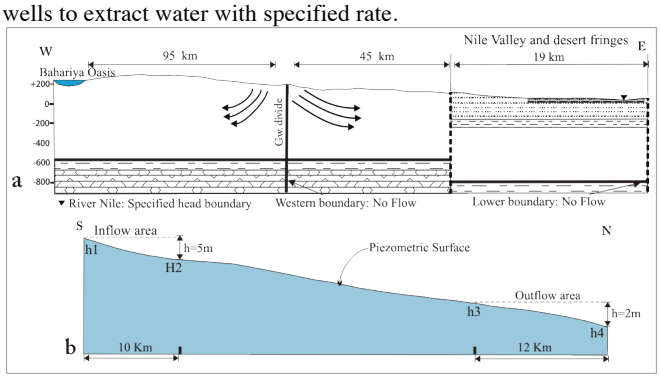


***Figure 8*- Schematic cross section diagram for Model B, (a)W-E direction, (b) S-N direction.**

Model C is similar to model A where the eastern boundary, river Nile, is a head dependant flow boundary, the southern and western boundary are specified head boundaries. It is different in Northern boundary where this approach considered the northern boundary as no flow boundary due to the presence of volcanic basaltic intrusion intruding Eocene limestone and Oligocene gravels. This basaltic intrusion takes the direction NW-SE acting as impermeable media for water flow (Fig. 9 and Fig 10). The flux across this basaltic dyke is zero.

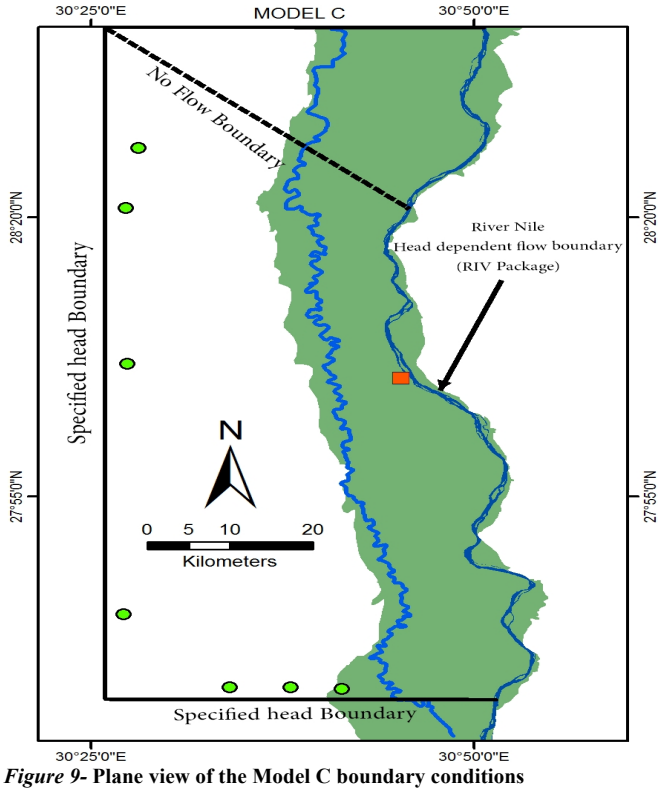


***Figure 9*- Plane view of the Model C boundary conditions**

In this proposal, the fault bounded the Nile valley is considered as conductive fault and the Limestone aquifers is recharged from below and adjacent aquifers.

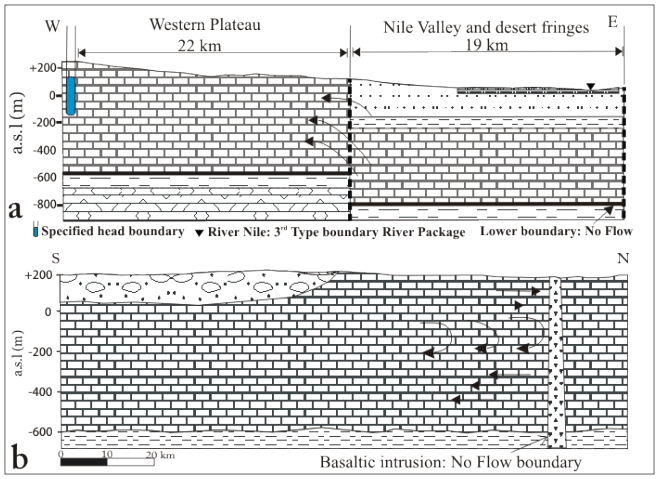


***Figure 10*- schematic cross section of Model C, (a) W-E direction parallel to Basaltic flow, (b) N-S direction perpendicular on Basaltic intrusion**

5. CONCLUSION

Three possibilities of conceptual model have been proposed as a preliminary step to build a numerical model for the groundwater in El-Mina desert area. They share the same surface topography, surface water bodies and same thickness of the hydrostarigraphic layers. The bottom layer is taken as impermeable bed below Limestone aquifer . In Model A, the western boundary is the River Nile considered to be a head-depenent flow while the western, northern and southern boundareis considered as specified head flow. River package is useful in determining the flux into or out of the river.specified head of western, northern and southern boundaries are also helpful in achieving calibration. In Model B, the River Nile is considered as specified head boundary. The western boundary is no flow boundary. The southern and northern boundary are considered as specified flow boundary. The rate of inflow and outflow in S-N direction was talking into account. In Model C, the northern boundary is considered as no flow boundary due to the presence of basaltic intrusion introuded the Eocene limestone plateau. The fault zone bounded the nile valley presummably to be permeable with varies transmissivity values, the limestone aquifer will be recharged from adjacent and below aquifers.

6. ACKNOWLEDGMENTS

The authors are greatly indebted to the European Commission and MEDASTAR scholarship that allowed them to collaborate together and present this work. Deep thanks to the group of hydro-geophysics and NDT Modeling Unit, University of Oviedo, for their help and advice.

7. REFERENCES

Abou Heleika, M. and E. Niesner (2009): "Configuration of the limestone aquifers in the central part of Egypt using electrical measurements". *Hydrogeology Journal*, 17, 433-446.

Anderson, M.P. and W.W. Woessner (2002): "Applied groundwater modeling: Simulation of flow and advective transport". *Academic Press, San Diego, CA*.381.

Attia F. A. (1974): "Parameters and characteristics of the Groundwater reservoir in Upper Egypt", *Ph.D. Thesis*, Faculty of Engineering, Cairo University, 1985.

Conoco Coral Egypt (1987) Geologic map of Egypt (Scale 1:500,000). General Petroleum Company, Cairo.

Korany, E., S. Sakr, M. Darwish and S. Morsy (2006): "Hydrogeologic modeling for the assessment of contimnuous rise of groundwater levels in the quaternary aquifer, Nile valley, Egypt: case study". I*ntern. Conf. Geol. Arab World (GAW8)*, Cairo University, 703-711

Osman, E. A. (2006): "Hydrogeological Study of East Minia area, El-Minia District, Egypt". *M.Sc. Thesis*, Fac. of Sci., Minia Univ., Egypt, 166.

RIGW (Research Institute for Groundwater), (1997). Hydrogeological map of Egypt, Scale 1:500000. Explanatory Note, 13 P.

RIGW/IWACO (Research Institute for Groundwater), (1989). Development and Management of Groundwater Resources in the Nile Valley and Delta: Technical note 70, 55.

Sadek M (2001): "Istopic criteria for upward leakage in the alluvial aquifer in north El Minia district, Egypt", *Ann. Geol. Surv. Egypt*, XXIV, 585-596.

Said, R. (1981): "The Geologic Evaluation of the River Nile", *Elsevier Publication Co.*, Amsterdam, Netherlands.

Sawsan M. M. (2013): "Hydrological evaluation of the tertiary-quaternary aquifer system west of Mallawi, upper Egypt; case study", *Egyptian Journal of Geology*, 57, 1-30.

Shabana, A. R. (2010): "Hydrogeological studies on the area West Deir Mouas-Mallawi, El Minia governorate-Egypt". *Egypt J. Geol*., 54, 61-78.

Tantawi, M., (1992): "Isotopic and hydrochemical application to the surface and groundwater assessment in El Minia district, Egypt". Ph.D. Fac. Sci, El Minia Univ.

Tantawy, M., E. El Sayed, I. Setto, E. Abu El Seba (2006): "Hydrochemical evaluation of the groundwater resources in the area east of Minia district, Egypt". *El Minia Science Bulletin; Fac. of Sci.; El Minia University*; 17 (1), 24–57

Youssef, M. I. (1968): "Structural pattern of Egypt and its interpretation". *Bull. Amer. Petrol. Geol*., 52(4), 601-614.

Potencial da predictabilidade sazonal de secas na Ibéria ocidental
Drought seasonal potential predictability in western Iberia

Andreia Ribeiro[(1)] e Carlos A. Pires[(2)]
[(1)]IDL (Instituto Dom Luiz), Universidade de Lisboa, Portugal, afsribeiro@fc.ul.pt
[(2)]IDL (Instituto Dom Luiz), Universidade de Lisboa, Portugal, clpires@fc.ul.pt

SUMMARY

Droughts have been a major research topic due to climatic changes, in particular its predictive ability. In this work, precursors of regional droughts in western Iberia are assessed, taking the Standardised Precipitation-Evapotranspiration Index (SPEI) as predictand. First, lagged maps of correlation are performed, to assess the spatial impact that different drivers of winter climate variability in Europe (North Atlantic Oscillation, Scandinavian pattern, East Atlantic pattern, East Atlantic/West Russian pattern, El Niño index, Hurricane activity, Atlantic SST Tripole and Atlantic temperature anomalies HadCRUT4.2.0.0) have in the prevalence of Iberian dry conditions. Most winter patterns display more influence in the following season dry periods, rather than in the contemporaneous winter. An automated model search based on stepwise-regression methods is carried out, in order to generate several combinations of predictors, for predicting the SPEI time series. Lagged multiple regression models are then established for the western Iberian territory, and the influence of each predictor in the model is evaluated. These results aim to improve drought indices predictability, in particular in Portugal, and may contribute to the predictability of crops yields.

1. Introduction

Drought is an important natural hazard with high economic and ecological impacts. As such, the ability to predict droughts has been a major concern of research, in particular in a climate change context.

Predictability over extratropics has long been regarded as much lower than that in tropical regions (*e.g.* Rowell, 1998). Nevertheless, it is not negligible, and winter and spring appear to be the most predictable seasons in the North Atlantic-European (NAE) region (*e.g.* Davies *et al.*, 1997; Rowell, 1998). Moreover, despite the low seasonal predictive skills, there are some connections between climate variability and large-scale patterns over Europe, such as the North Atlantic Oscillation (NAO) (*e.g.* Hurrel, 1995), which can be interpreted as sources of predictability. Therefore, in regions with strong relationships between the *e.g.* NAO and precipitation, such as Iberia (Trigo *et al.*, 2004; Rodríguez-Puebla, 2001), the drought seasonal prediction may be possible. For these reasons, many authors have discussed potential predictability over Europe (*e.g* Folland *et al.*, 2012), and several studies have also shown that there is a strong relation between droughts and atmospheric circulation (*e.g* Vicente-Serrano and López-Moreno, 2006). On those grounds, the main goal of this work is the development of ideas about links between droughts and several factors that have been shown to influence Iberia climate variability, and contribute to drought potential predictability.

Besides the NAO, evidence was found that the main large-scale patterns correlating with precipitation and river-flow time series, over Europe, are some patterns of sea surface temperatures (SST), such as the Atlantic SST Tripole. Recently, Folland *et al.* 2012 predicted the winter European temperature based on linear regression, identifying the May Atlantic SST Tripole as a skillfully source of predictability, among others. This particular SST pattern is also known to influence the NAO (Rodwell *et al.*, 1999), becoming quite reasonable the accounting of these pattern on potential predictability studies over Iberia. The NAO is also associated to changes in hurricane activity over the North Atlantic (*e.g* Eslner *et al.*, 2000). Storms are associated with much of the precipitation and severe weather in midlatitudes, leading to the hypothesis that the number of hurricanes in the Atlantic may be linked to dry conditions.

In the Iberian Peninsula, the precipitation regime is marked by a strong variability and so there is a high probability of occurrence of droughts (Esteban-Parra *et al.*, 1998). Rodriguez-Puebla *et al.* (1998) showed a strong correlation between the December Scandinavian Pattern (SCAND) and precipitation variability in the northern part of Spain. It was also found a very strong negative correlation between winter precipitation in Minho River and this pattern (deCastro *et al.*, 2006). The positive phase of the East Atlantic pattern (EA) is associated with below-average precipitation over southern Europe (Rodriguez-Puebla *et al.*, 1998), while the positive phase of the East Atlantic/ West Russian pattern (EA/WR) is associated to occurrence of precipitation over Iberia (Vicente-Serrano and López-Moreno, 2006). These findings suggest possible predictive skills of the previous mentioned teleconnection patterns.

Another source of predictability is the influence, though weaker, of the El Niño–Southern Oscillation phenomenon (ENSO) on precipitation, discussed by several authors for the Iberian territory (*e.g* deCastro *et al.*, 2006; Rodriguez-Puebla *et al.*, 1998, Vicente-Serrano, 2005, Pozo-Vázquez *et al.*, 2001). Generally, the influence of an El Niño event on drought conditions over Iberia is smaller than of a La Niña event (Vicente-Serrano, 2005), and a connection between La Niña events and NAO was found by Pozo-Vázquez *et al.* (2001). An important tool when analyzing drought conditions are the drought indices, which allow the assignment of different degrees of intensity, duration and spatial extent of droughts. Vicente-Serrano (2005) has discussed the influence of El Niño and La Niña events on droughts in the Iberian Peninsula using the Standardized Precipitation Index (SPI), developed by McKee *et al.*

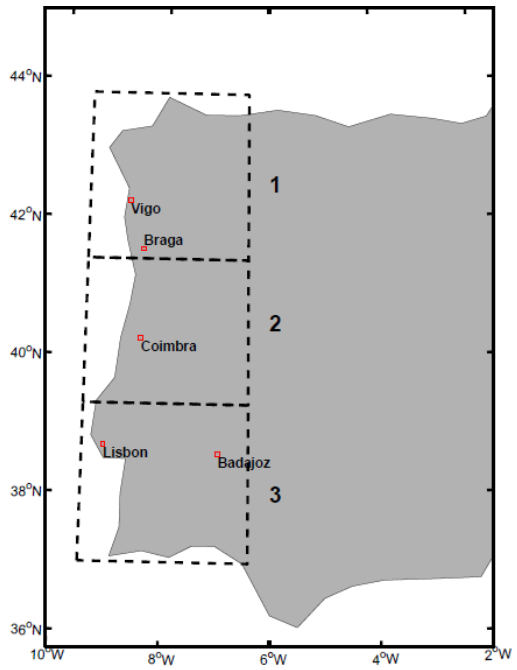


Figure 1 - Representation of the Iberian Peninsula territory and the considered regions: 1 – Northwestern area (41.4º-43.8ºN, 9.5º-6.4W); 2 – Western (central) area (39.3º-41.4ºN, 9.5º-6.4W); 3- Southwestern area (37º-39.3ºN, 9.5º-6.4W).

(1993), which is based on a probabilistic approach of the precipitation. Another widely employed drought index is the Palmer Drought Severity Index (PDSI), developed by Palmer *et al.* (1965) which, besides precipitation, is based on air temperature. More recently, Vicente-Serrano *et al.* (2010) has formulated an index that seeks the combined influence of precipitation and evapotranspiration: the Standardized Precipitation Evaporation Index (SPEI). This index takes into account the variability of evaporation caused by temperature fluctuations and a trend used by the PDSI, and has the advantage that it can be computed at different time scales, similarly to the SPI. In this work, drought potential predictability is explored at a seasonal time scale, taking the SPEI at a time scale of 4-months as predictand, over the western coast of the Iberian territory.

Although the drivers of climate variability mentioned above only explain some potential sources of prediction, here, they are considered as representative winter patterns of atmospheric variability in the Northern Hemisphere. The aim of the present work is to analyze which is the impact of those different drivers of winter climate variability in Europe (NAO, SCAND, EA, EA/WR, El Niño index, Atlantic SST Tripole, Atlantic air temperature anomaly and Atlantic hurricane activity) have in the prevalence of Iberian dry conditions. For this purpose, the winter patterns are considered during the wet months (NDJF) as predictors. The current and following SPEI months are considered until summer as predictands, in order to understand the impact of winter variability in the following seasons SPEI time series, contributing to drought potential predictability.

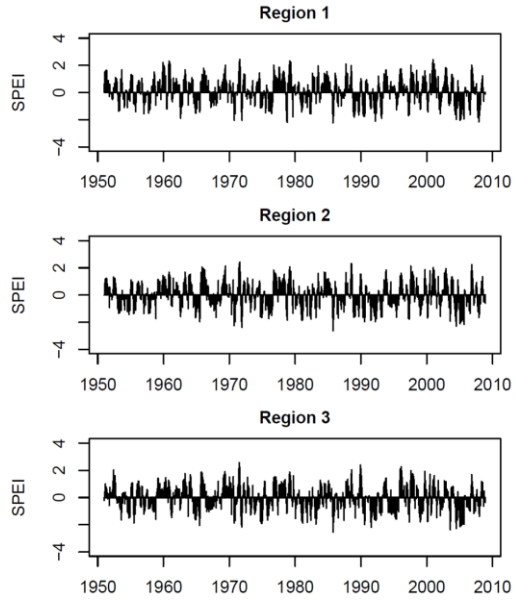


Figure 2 – Monthly SPEI averaged time series for each Iberian region in analysis (**Figure 1**), for the available period 1901-2011, with a time scale of 4-months.

2. Data and Pre-Processing

2.1. Data

Monthly SPEI data (Vicente-Serrano *et al.*, 2010) is available with 0.5 degrees of spatial resolution, covering the period 1901-2011, and is here considered with time scale of 4-months.

The teleconnection indices (NAO, SCAND, EA, and EA/WR), the El Niño index, the Atlantic SST Tripole index and the Atlantic hurricane activity are obtained at monthly time scales from the Climate Prediction Center (CPC), for the common period 1951-2008. The El Niño index corresponds to the contemporaneous East Central Tropical Pacific SST index, the Nino3.4. The Atlantic Tripole STT is the projection onto the first EOF (Empirical Orthogonal Function) of SST over the North Atlantic area 10º-70ºN, 0º-80ºW. The Atlantic Hurricane activity is the total of hurricanes and named tropical storms in each month in the Atlantic region. The HadCRUT4.2.0.0 gridded dataset of surface temperature anomalies is used, on a 5 degree grid, combining both monthly sea and land temperature records from the Met Office Hadley Centre and the Climatic Research Unit (CRU), presented as an ensemble of 100 dataset realizations (Morice *et al.*, 2012).

2.2. Pre-Processing

Three regions over the Iberian coast, numbered from 1 to 3, are defined: northwest, west and southwest of Iberia (Figure 1). For each region is extracted a spatial averaged SPEI time series (Figure 2), which are considered as predictands. Figure 3 shows all the predictors time series.

The average from a HadCRUT4.2.0.0 ten-member ensemble dataset is performed, during the period 1951-2008, for better account of uncertainties in the dataset. In order to assess which Atlantic areas display more seasonal influence on the three regions, an area centered on the grid-point with

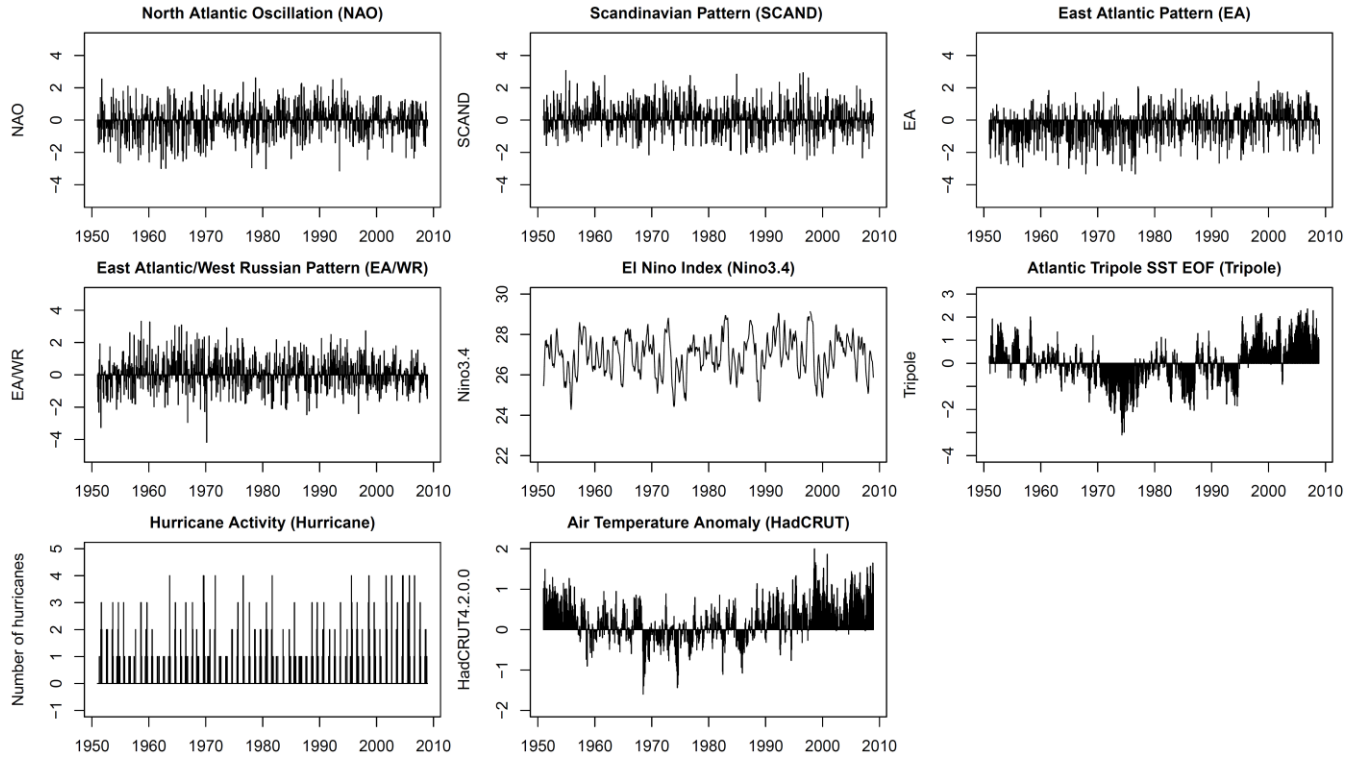


Figure 3 - Predictors time series during the common period 1951-2008. The HadCRUT4.2.0.0 corresponds to the spatial averaged North Atlantic area which plays more influence on the SPEI time series during June over the region 1.

the highest anti-correlation value between the sea temperature and the respective SPEI time series is selected (Figure 2). A box with 10º of latitude and 20º of longitude is extracted from each correlation map between the gridded HadCRUT4.2.0.0 dataset and the SPEI time series, over the North Atlantic-European (NAE) region (25º-55ºN, 80ºW-40ºE) (red box on Figure 4, d)). For each selected area, a spatial averaged is performed, resulting one sea temperature time series predictor for each Iberian SPEI time series. Figure 3 also shows the sea temperature spatial averaged of a selected North Atlantic area, which plays more influence on the SPEI time series during June over the region 1.

3. Results

3.1. Non-lagged and lagged correlations between SPEI and winter patterns

The first task evaluating the spatial impact that the winter modes have in the prevalence of dry conditions comprised an exploratory analysis based on the KNMI Climate Explorer available tools (http://climexp.knmi.nl/). The Climate Explorer tools includes all the variables used here, except for the HadCRUT4.2.0.0 data combining sea and land temperature records, and has the option of calculating lagged correlations between the winter modes time-series and the SPEI (4-months) gridded field. A positive lag in time refers to a later winter pattern, while a negative lag refers to an earlier winter pattern. In a preliminary analysis, non-lagged and negative lagged correlations are performed, in order to understand the impacts of that the winter patterns have in the contemporaneous and in the following SPEI (4-months) season.

Correlation maps between the NAO, SCAND and EA/WR winter (DJF) modes and the SPEI (4 months) gridded field are shown for the European region (30º-55ºN, 15ºW-40ºE) in **Figure 4**. The widespread correlation and anti-correlation patterns between the above referred winter patterns and the SPEI (4-months) field over the Iberian Peninsula, show obvious links between dry periods and the circulation modes. The well-known connection between a strong negative NAO index and the high positive anomalies of precipitation over Iberia and western Mediterranean (*e.g* Trigo *et al.*, 2004), is observed by the anti-correlation pattern in Figure 4, a). The winter NAO pattern indicates that the positive phase is associated to dry periods (negative SPEI index values) over Iberia, and its influence is strongest in the following spring (MAM), rather than in the current winter SPEI (4-months). The winter SCAND index correlation map (Figure 4, b)) present positive values over the Iberian Peninsula and the Mediterranean basin, and negative values at the northern Europe, opposed to the NAO correlation map. This SCAND pattern indicates a link between low rainfall periods and the negative phase of SCAND over Iberia and Mediterranean basin. SCAND winter pattern also displays more influence in the following spring SPEI (4-months). Similar to the NAO, but weaker, the winter EA/WR index present an anti-correlation pattern over Iberia (Figure 4, c)), and its influence is also strongest in the following spring. Non-lagged and lagged correlation maps between the HadCRUT4.2.0.0 gridded field and the three Iberian SPEI time series are performed for the NAE region. The particular case for region 1 is illustrated in Figure 4, d). Similar to the teleconnection winter patterns, sea temperature displays more influence in the following season.

Generally, the magnitude of the negative 3-month lagged correlations, between the different winter patterns and SPEI (4-months) is slightly higher than the corresponding values obtained with non-lagged correlations, over the Iberian territory. Most winter patterns increases their influence on SPEI (4-months) toward the following season, which can be explained by the drought index time scale of 4- months here considered. An important advantage of SPEI is that it is possible to incorporate the influence of past values adapting the magnitude of the memory of the drought index. The average of the SPEI springer months (MAM) at time scale of 4-months includes information until the previous December, leading to an overlap of information with the winter predictors and consequently, to an overestimated inference of the true predictability. In other words, a MAM averaged SPEI (4-months) can be interpreted as a DJFMAM

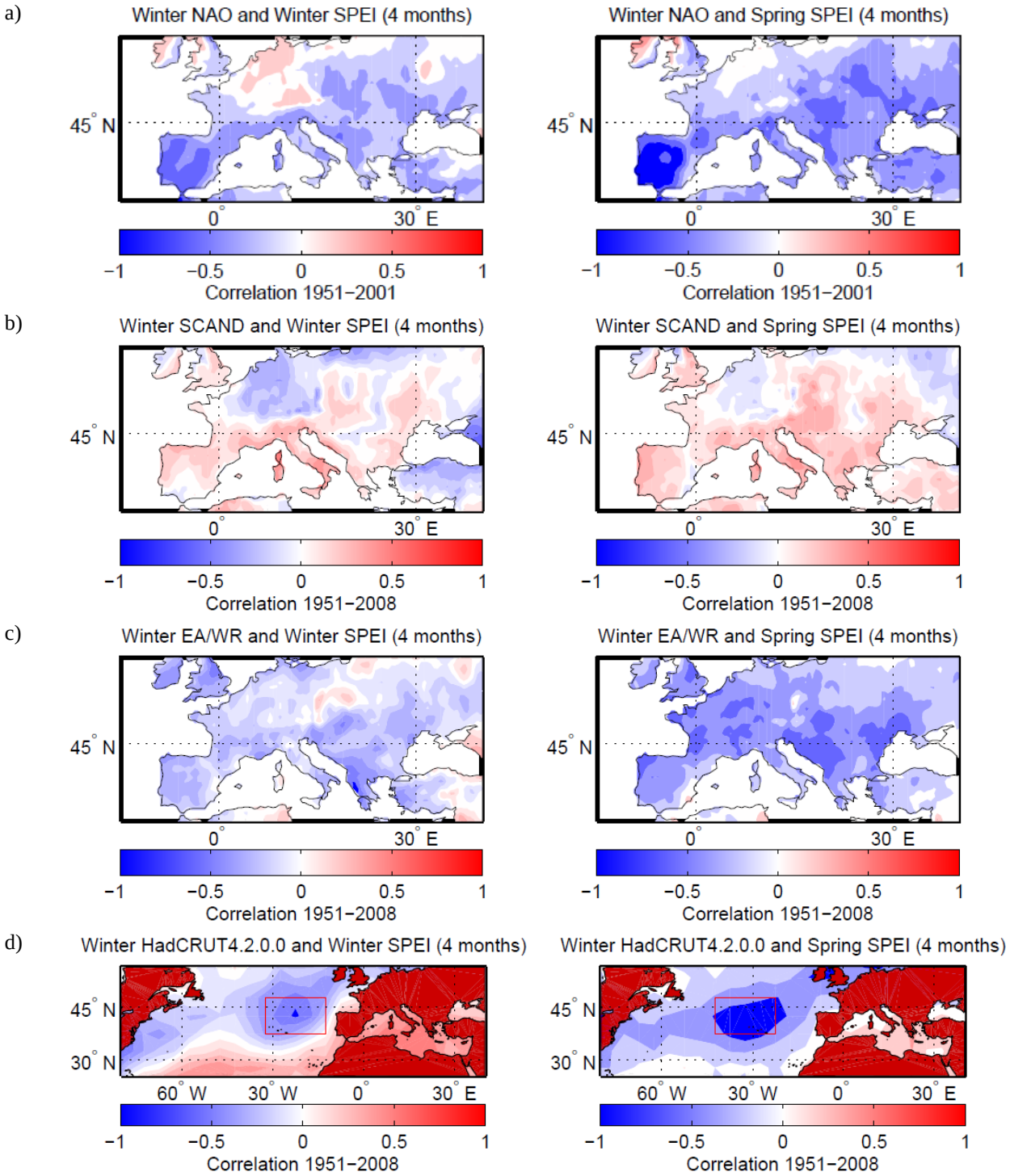


Figure 4 – Correlation maps between the winter NAO (a), SCAND (b), EA/WR (c), HadCRUT4.2.0.0 (d) and the contemporaneous winter SPEI (left) and the following spring SPEI (right) gridded data. The HadCRUT4.2.0.0 (d) map corresponds to the correlation between the surface temperature anomalies gridded field and the SPEI time series from the northwestern Iberia area - region 1. The red box indicates an area with 10º of latitude and 20º of longitude, centered in the grid-point with the highest anti-correlation value.

averaged information, being obviously highly correlated with the DJF averaged predictors.

Correlation coefficients between the DJF/NDJ averaged predictors and the 3-months averaged predictands are calculated, ranging from a lag=0 to a lag=-6 months (Figure 5). Lagged correlations for lags smaller than -6 exhibits an overlap of at least one month (lower case letters correspond to the memory of the first SPEI month). A lag of -6 indicates that the SPEI memory does not influence the correlation coefficient, explaining the lower values. However, for prediction studies it is the most accurate approach, despite the less attractive results. Henceforth it is intended to compare the influence of the winter patterns with DJF and NDJ averages, as well as the performance of each lag.

Generally, the winter teleconnection patterns, except for the EA, display the higher correlation coefficients for lags of

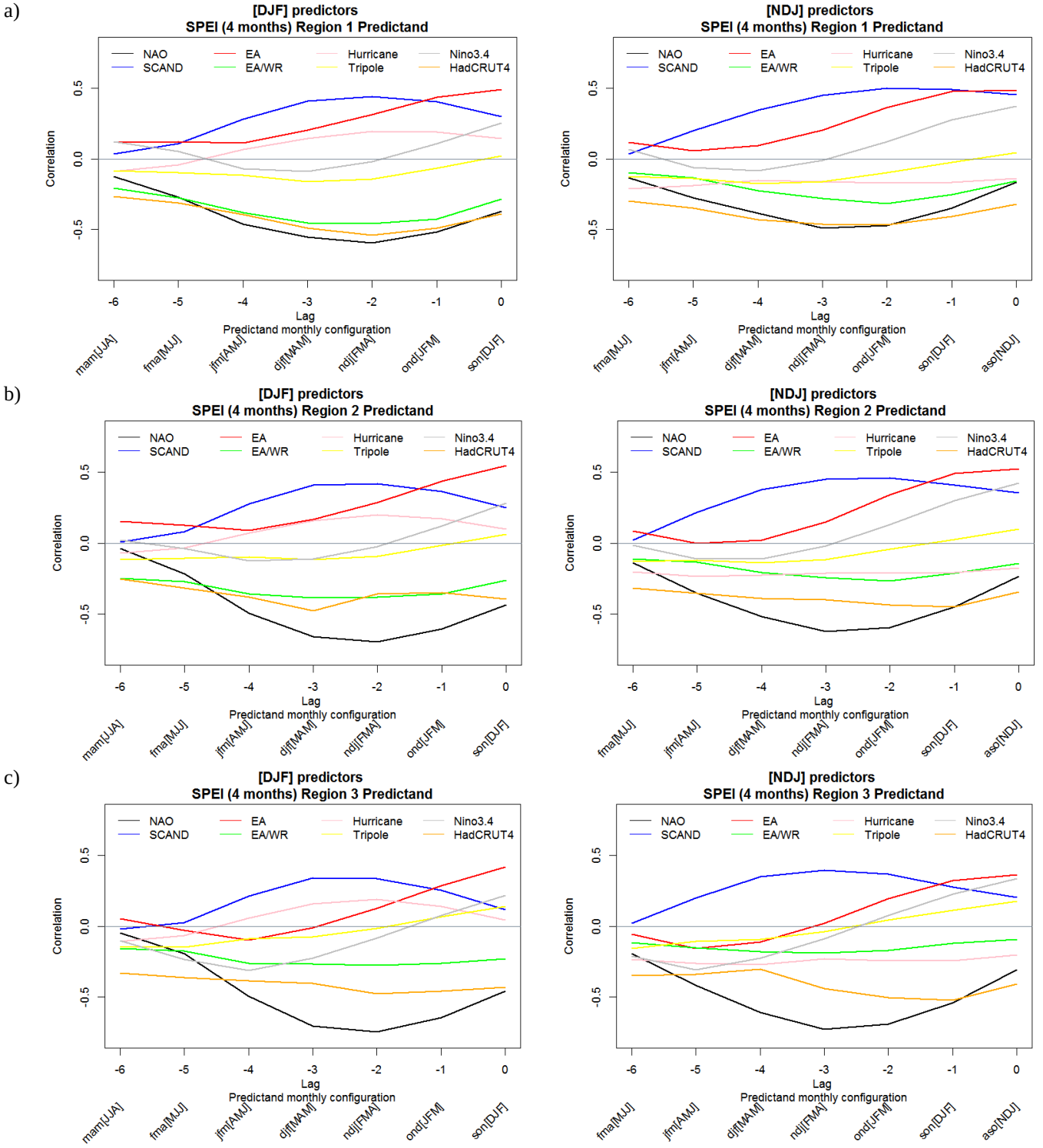


Figure 5 – Lag correlations between the DJF (left) and NDJ (right) averaged predictor and the three SPEI time series (a), b) and c)). The bottom axis denotes the predictand monthly configuration corresponding to each lag, where the capital letters refers to the forecast verification months and the lower case letters correspond to the memory of the first SPEI forecasting month.

-3 and -2, always exceeding a -0.5 correlation value by the NAO. The EA pattern decreases the correlation towards the lag=-5, showing a slightly recover in the lag of -6. The averaged DJF hurricane activity displays a similar pattern to SCAND, though weaker, and quite distinct from the averaged NDJ months. The Nino3.4 shows the highest magnitude at the lag=0, and a second peak occurs between the lag=-3 and the lag=-5. The Atlantic temperature indices (Atlantic SST Tripole and HadCRUT4.2.0.0) do not exhibit the same bulge as the teleconnection patterns, except for the region 1 HadCRUT4.2.0.0 pattern, which displays a similar behavior to NAO. However, The HadCRUT4.2.0.0 reaches

Table 1 – Results from automated model search based on stepwise regression methods, taking the three averaged spring (MAM) SPEI (4 months) time series as predictands (lag=-3) and the winter patterns (DJF) as predictors. The models are ordered by the values of the respective adjusted R^2 value, in ascending order (from the bottom to the top) for each region. Black squares indicate which predictors are considered in each model.

Winter Predictors (DJF) and Spring Predictand (MAM) | Region 1

Adjusted R^2	NAO	SCAND	EA	EA/WR	Nino3.4	Hurricane Activity	Atlantic SST Tripole	HadCRUT4.2.0.0
0.58	■	■	■	■	■			■
0.57	■	■	■	■	■	■		■
0.56	■	■	■	■	■		■	
0.56	■	■	■	■				■
0.55	■		■	■				■
0.53	■			■				■
0.45	■			■				
0.31	■							

Winter Predictors (DJF) and Spring Predictand (MAM) | Region 2

Adjusted R^2	NAO	SCAND	EA	EA/WR	Nino3.4	Hurricane Activity	Atlantic SST Tripole	HadCRUT4.2.0.0
0.63	■	■	■	■	■			■
0.63	■	■	■	■	■	■		■
0.62	■	■	■	■	■		■	
0.62	■	■	■	■	■			
0.59	■		■	■	■			
0.57	■		■	■				
0.52	■			■				
0.43	■							

Winter Predictors (DJF) and Spring Predictand (MAM) | Region 3

Adjusted R^2	NAO	SCAND	EA	EA/WR	Nino3.4	Hurricane Activity	Atlantic SST Tripole	HadCRUT4.2.0.0
0.61	■	■	■		■	■		■
0.61	■	■	■		■			■
0.60	■	■	■		■	■	■	
0.60	■	■	■	■	■	■		■
0.60	■	■			■			■
0.60	■				■			■
0.57	■				■			
0.50	x							

the highest correlation values at lag=-6 in both DJF and NDJ averages. In contrast, even at lag=0, the Atlantic SST Tripole displays very low correlation values.

3.2. Multiple regression models based on spring SPEI

Lagged multiple regression models are established during the common period 1951-2008, taking the three SPEI (4-months) time series as predictands. The first models are performed considering a lag=-3, *i.e.* based on the winter patterns as predictors and the spring SPEI time series as predictands. An automated search algorithm is used to generate possible combinations of predictors, which returns several subsets of predictor variables. The algorithm carries out an exhaustive search based on stepwise-regression, combining backward elimination and forward selection methods. At each step, predictors are added or removed, based on the adjusted coefficient of determination R^2 values of each possible model. The adjusted R^2 is an unbiased R^2

Table 2 – Results from automated model search based on stepwise regression methods, taking the June SPEI (4 months) time series at region 1, and May SPEI (4 months) time series at regions 2 and 3 as predictands (lag=-6), and the DJF winter patterns at region 1, and NDJ winter patterns at regions 2 and 3 as predictors. The models are ordered by the values of the respective adjusted R^2 value, in ascending order (from the bottom to the top) for each region. Black squares indicate which predictors are considered in each model.

Winter Predictors (DJF) and June Predictand | Region 1

Adjusted R^2	NAO	SCAND	EA	EA/WR	Nino3.4	Hurricane Activity	Atlantic SST Tripole	HadCRUT4.2.0.0
0.12	■			■		■		
0.11	■			■		■		■
0.10	■		■	■		■		
0.10	■			■				
0.07	■							

Winter Predictors (NDJ) and May Predictand | Region 2

Adjusted R^2	NAO	SCAND	EA	EA/WR	Nino3.4	Hurricane Activity	Atlantic SST Tripole	HadCRUT4.2.0.0
0.14		■			■	■		■
0.13	■	■			■	■		■
0.13					■	■		■
0.11	■	■		■	■	■		■
0.10						■		■
0.08								■

Winter Predictors (NDJ) and May Predictand | Region 3

Adjusted R^2	NAO	SCAND	EA	EA/WR	Nino3.4	Hurricane Activity	Atlantic SST Tripole	HadCRUT4.2.0.0
0.25		■			■	■		■
0.24	■	■			■	■		■
0.24					■	■		■
0.23	■	■		■	■	■		■
0.21	■				■	■	■	
0.21	■	■	■	■	■	■		■
0.20	■	■			■	■	■	
0.19	■				■	■		
0.17					■	■		
0.07						■		

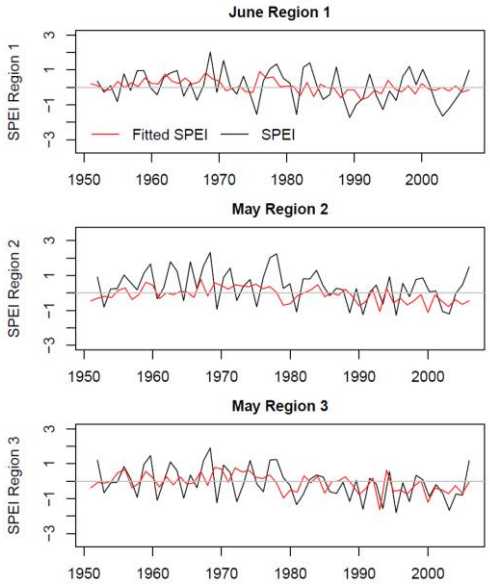


Figure 6 – Simulations of the western Iberia SPEI time series during the summer season using multiple linear regression. The fitted time series (red) correspond to the model with highest value of adjusted R^2 from Table 2 for each region.

taking into account, the finite sample and the number of predictors and the fact that the training and validation period are the same. The model search algorithm does not actually fit each model, so the multiple linear regression models are fitted *a posteriori*, based on the automated search results.

Table 1 illustrates the generated models based on stepwise-regression methods, showing which predictors are in each model (denoted by a black square), ordered by the selection criteria – adjusted R^2 value – in ascending order (from the bottom to the top) indicating the relative importance of each set of predictors. Table 1 illustrates the adjusted coefficient of determination R^2 of the generated models for each region, using the averaged DJF predictors (regression models using averaged NDJ predictors are not shown, since advantages are not significant at the lag=-3).

Generally, when more than three predictors are considered, the model improvements are slighter. The NAO explains more than 30% of the drought index variation in both northwestern and western Iberia, reaching an adjusted R^2 of 0.50 at the southwestern region. The addition of the EA/WR considerably improves the linear regression models performance and the HadCRUT4.2.0.0 plays a more important role than the Atlantic STT Tripole pattern (note that these two predictors are not considered simultaneously due to the high correlation between each other). A key conclusion is that to reproduce the spring SPEI (4-months) the teleconnection patterns NAO and EA/WR and the sea temperature are key predictive factors, but the role of EA, SCAND and El Niño index are not neglected. A combination of six predictors explains more than 50% of the drought index variation at the western Iberia. Similarly to the high magnitude of the correlation patterns (Figure 4 and Figure 5), the incorporated past values on the time scale of 4-months here adopted, leads to the large adjusted R^2 values due the overlapping of both predictors and predictands periods.

3.3. Multiple regression models based on May and June SPEI

In order to prevent overlap of information between predictors and predictands, models between DJF/NDJ winter patterns and summer SPEI data are performed (lag=-6), based on stepwise-regression methods. The results are illustrated in Table 2 considering the summer months May and June of the predictands. The models between the winter season of the predictor and the first month of the summer season of the predictands, show more statistical significance (in terms of adjusted R^2) than the same predictors and the averaged summer season (JJA/MJJ) of the predictands (not shown). As expected, the coefficients of determination obtained based on summer predictands, are lower than those obtained based on MAM averaged predictands (lag=-3). The NDJ averaged predictors (respective May predictand) are stronger than the DJF averaged predictors (respective June predictand) in the western and southwestern regions. Therefore only those are present in Table 2.

The most important change from the lag=-3 to the lag=-6, is the loss of skill of the NAO predictor in the western and southwestern regions, and the relative importance of the Hurricane activity in all regression models. The combination of four predictors in the southwestern region reaches up to a value of 0.25 of adjusted R^2, indicating that it may be advantageous to use these predictors in predictive studies of drought conditions during the summer season.

Figure 6 shows the estimated SPEI time series for 1951-2008 based on the multiple regression models during June (northwestern Iberia) and May (western and southwestern Iberia), corresponding to the fitted values of the models with highest values of adjusted R^2 from Table 2. Very warm and very wet years are generally less explained, though the years 1993-1995 are very well represented in the regions 2 and 3. These results indicate that although the apparent loss of accuracy modelling summer months in comparison to spring months, it may be important at a regional scale.

4. Discussion and conclusions

The role played by winter climate variability on drought predictability over the western Iberia was discussed. In order to take into account evapotranspiration, besides precipitation, the drought index SPEI (4-months) was considered. It is a widely used drought index for drought monitoring, and it has the advantage of considering different time-scales, which enables to understand drought impacts on a variety of systems. The relevance of this particular feature was assessed in terms of predictive skills.

Lagged correlation coefficients between the averaged DJF and NDJ of eight winter patterns (NAO, SCAND, EA, EA/WR, El Niño index, Hurricane activity, Atlantic SST Tripole and Atlantic temperature anomalies HadCRUT4.2.0.0), and the contemporaneous and following seasons (Spring and Summer) SPEI, were computed. Most winter patterns display more influence in the following season SPEI (lag=-3), rather than in the contemporaneous winter SPEI (lag=0), due to the memory of 4-months of the drought index. This evidence was also found by Sousa *et al.* (2011) using the drought index Self-calibrated PDSI (scPDSI), showing that the NAO and SCAND modes extend

their influence until the following spring and summer, respectively.

An automated model search based on stepwise-regression methods was carried out, in order to generate several combinations of predictors, for further multiple linear regression fit. The method has the advantage to evaluate all the possible regression models, and the relative importance of each predictor. Moreover, at each step the criterion to add or remove predictors from models (a combination of backward and forward selection – stepwise-regression) is based on the adjusted R^2 values of the verification model, which is a measure which considers the number of samples and the number of predictors. These method insure that is not simply selected the model with the largest number of predictors, and takes into account the training and validation period are the same. The regression models performed based on this automated search methods of predictors combination are quite promising.

The lagged multiple stepwise linear regression models established using the averaged MAM SPEI as predictand, show that the NAO and EA/WR are the most influential winter patterns during spring. The remaining predictors display less significant impacts, though highlighting the relative importance of the Atlantic temperature anomalies HadCRUT4.2.0.0 over the Atlantic SST Tripole. As expected, multiple stepwise linear regression models between winter patterns and spring SPEI display quite encouraging results, despite the fact that they may be considered overvalued due to the SPEI memory. Furthermore, the results based on the multiple stepwise linear regression models during summer months (lag=-6) display relative accurate results, in particular in the southwestern Iberia (region 3). The results suggest that, although summer SPEI does not include information from last winter (lag=-6), the predictors here considered provide positive encouragements for further research on seasonal Iberian SPEI prediction studies.

These results might help to construct seasonal statistical forecast models of regional droughts, and aims to contribute to the assessment and improvement of the seasonal predictability of drought indices, in particular in Portugal. In this sense, the present work aims also to contribute to the predictability of Portuguese crop-yields.

5. Acknowledgments

This research is supported by the PTDC/GEO-MET/3476/2012 project "Predictability assessment and hybridization of seasonal drought forecasts in Western Europe-PHDROUGHT". Regression analysis was performed with the open source software R for statistical computing.

6. References

Davies, J. R., Rowell, D. P., Folland, C. K., 1997: North *Atlantic and European Seasonal Predictability using an Ensemble of Multidecadal Atmospheric GCM Simulations*. International Journal of Climatology, 17, pp. 1263-1284.

deCastro, M., Lorenzo, N., Taboada, J.J., Sarmiento, M. Alvarez, I., Gomez-Gesteira, M., 2006: *Influence of teleconnection patterns on precipitation variability and on river flow regimes in the Miño River basin (NW Iberian Peninsula)*. Climate Research, 32, pp. 63-73.

Elsner, J. B., Jagger, T., Niu, X., 2000: *Changes in the rates of North Atlantic major hurricane Activity during the 20th century.* Geophysical Research Letters, 27, pp. 1743-1746.

Esteban-Parra, M. J., Rodrigo, F. C., Castro-Díez, Y., 1998*: Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992.* International Journal of Climatology, 18, pp. 1557-1574.

Folland, C.K., Scaife, A. A., Lindesay, J., Stephenson, D.B., 2012: *How potentially predictable is northern European winter climate a season ahead*. International Journal of Climatology, 32, pp. 801-818.

Hurrel, J. W., 1995: *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation.* Science, 269, pp. 676-679.

McKee, T. B., Doeskin, N. J., Kleist, J., 1993: *The relationship of drought frequency and duration to time scales.* Eighth Conf. on Applied Climatology, American Meteorological Society, pp. 179–184.

Morice C., Kennedy J. J., Rayner N. A., Jones P. D., 2012: *Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 data set.* Journal of Geophysical Research: Atmospheres,117, Issue D8.

Palmer, W. C., 1965: *Meteorological Drought*. US Weather Bureau, 45, pp. 58.

Pozo-Vázquez, D., Esteban-Parra, M. J., Rodrigo, F. S., Castro-Díez, Y., 2001: *The association between ENSO and winter atmospheric circulation and temperature in the north Atlantic region*. Journal of Climate, 14, pp. 3408-3420.M.

Rodriguez-Puebla, C., Encinas, A.H., Nieto, S., Garmendia, J., 1998: *Spatial and Temporal Patterns of Annual Precipitation Variability over the Iberian Peninsula.* International Journal of Climatology, 18, pp. 299-316.

Rodríguez-Puebla, C., Encinas A.H., Sáenz, J., 2001: *Winter precipitation over the Iberian Peninsula and its relationship to circulation indices*. Hydrology and Earth System Sciences, 5 (2), pp. 233-244.

Rodwell, M. J., Rowell, D. P., Folland, C. K., 1999: *Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation European Climate.* Nature, 398, pp. 320-323.

Rowell, D. P., 1998: *Assessing Potential Seasonal Predictability with an Ensemble of Multidecadal GCM Simulations*. Journal of Climate, 11, pp. 109-119.

Sousa, P. M., Trigo, R. M., Aizpurua, P., Nieto, R., Gimen, L., Garcia-Herrera, R., 2001: *Trends and extremes of Drought indices throughout the 20th century in the Mediterranean*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 11, pp. 33-51.

Trigo, R. M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T. J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., Esteban-Parra, M. J., 2004: *North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula*. International Journal of Climatology, 24, pp. 925-944.

Vicente-Serrano, S. M., 2005: *El Niño and LA Niña influence on droughts at different timescales in the Iberian Peninsula.* Water Resources Research, 41, W12415.

Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., 2006: *The influence of atmospheric circulation at different spatial scales on winter drought variability through a semi-arid climatic gradient in Northeast Spain.* International Journal of Climatology, 26 (11), pp. 1427-1453.

Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., 2010: *A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index*. Journal of Climate, 23, pp. 1696–1718.

Grados de Libertad Fluvial de las Ramblas Mediterráneas, España
The degrees of freedom of a river system the gullies Mediterranean environments, Spain.

María Elvia Guzmán Villanueva[(1)], José Anastasio Fernandez Yuste[(1)] &José Luis García Rodriguez[(1)],
[(1)] Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Montes, Forestales y Medio Natural. Universidad Politécnica de Madrid, 28040 Madrid.

SUMMARY
The gullies are ephemeral streams, characterized by intermittent circulation and spasmodic running water, in addition to wide and stony beds. To designate this type of landforms, different names are used: stream, ravine, gully, among others.

From the hydrological point of view, the circulation depends almost exclusively on the rainfall, given the disconnect between the water table and river beds, so no originates baseflow. Thus we speak of avenues, being generally short episodes but with high flow geomorphological and spectacular effects. In this way are units of large and complex hydrogeological situation because they collect the rain, which though rare in the year, usually very intense.

By selecting some Mediterranean wadi, located especially in the region of Murcia (Spain), develops a methodology that defines the degrees of freedom of a river system by the construction of indices, which help to understand the dynamics of the hydrology, hydraulics and geomorphology. The historical aerial photographs from 1928, have allowed to know their history to date and identify significant changes over time.

Key words*: gullies, degrees of freedom of a river system, ephemeral streams, Mediterranean*

RESUMEN
Las ramblas son cursos fluviales efímeros (Ephemeral streams), se caracterizan por la circulación intermitente y funcionamiento espasmódico del agua, además de tener lechos amplios y pedregosos. Para designar a este tipo de geoformas, se utilizan diferentes nombres: riera, barranco, gully, entre otras.

Desde el punto de vista hidrológico, la circulación depende casi exclusivamente de la lluvia, dada la desconexión entre el freático y lechos fluviales, por lo que origina la ausencia de caudal base. Por ello se habla de avenidas, tratándose éstas normalmente de episodios cortos pero dotados de altos caudales y con espectaculares efectos geomorfológicos. De esta manera son unidades hidrogeológicas de amplia y compleja situación ya que recogen las aguas precipitadas, que aunque escasas en el año, suelen ser muy intensas.

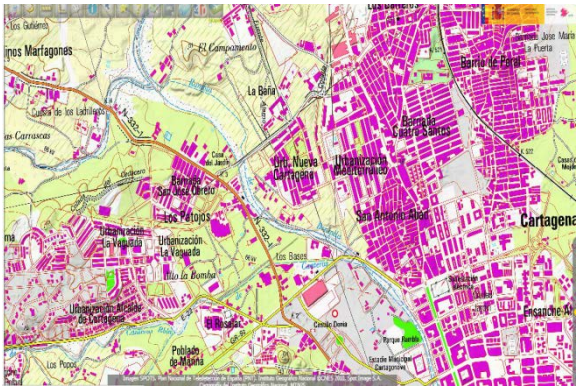
Mediante la selección de algunas Ramblas Mediterráneas, localizadas especialmente en la Región de Murcia (España), se desarrolla una metodología que define el espacio de libertad fluvial, mediante la construcción de índices, que ayudan a conocer la dinámica hidrológica, hidráulica y geomorfológica. Las fotografías aéreas históricas desde el año 1928, han permitido conocer su evolución hasta nuestros días e identificar los cambios significativos en el transcurso del tiempo.

Palabras clave: *ramblas, rios efímeros, espacio de libertad fluvial, Mediterráneo.*

1. INTRODUCCION

El término **rambla** procede del árabe “ramla”, que significa arenal, haciendo clara alusión a la naturaleza granular de su lecho. En cada área geográfica o país se le conoce con un nombre distinto. Así, para designar a este tipo de geoformas, se utilizan diferentes nombres así:

- la Península Ibérica : riera, torrent, barranc, rambla o arroyo
- en Argentina “barranca”;
- en México y Oeste de EEUU “arroyos”;
- en Atacama “quebrada”;
- en el norte de África “uadi”;
- en Italia “fiumares”;
- en los países anglosajones “gully” o “ephimeral channel”;
- en Francia “ravines” o “ravins”;
- en Sudáfrica “donga”;
- en la India “nulah”;
- en Calahari “laagte”..



Mapa 1. Ramblas. Cartagena –España



Mapa 2.Cuencas de lasRamblas Benipila, Ladrillar y Cantera..Cartagena -España

Ramblas y barrancos pueden ser indicadores de procesos de desertificación, ya que se trata de sistemas de proceso respuesta de un conjunto de interacciones ambientales; así el índice de desertificación será más elevado cuanto más esquelético esté el suelo, más encajo este su cauce y mayor sea su dinamismo, magnitud y frecuencia.

2. Figuras y tablas

Las ramblas sobre las cuales se ha realizado el estudio se ubican en Cartagena –España y se denominan:Benipila, Ladrillar y Cantera. Estas conforman un sistema fluvial en donde se evidencian tramos muy intervenidos,medianamente y poco.

Sobre estas Ramblas se analiza la dinámica fluvial en un periodo de 83 años. Los tramos seleccioados corresponden a sectores no confinados es decir donde la rambla tenga espacio para moverse y no esté definido su cauce ni por el relieve o por infraestructuras.

Selección	Tramo	Cuenca Area Km2	Inicio		Fin		Longitud Km	Pendiente m/m	Poblaciones	Ancho m	Principal afluente	Infraestructuras
			Sitio	a.s.n.m	Sitio	a.s.n.m						
1	RAMBLA BENIPILA	55.72	**Cuesta Blanca Arriba**	150	**Entrando a la ciudad de cartagena**	9	14	0.0101	Cartagena, Pozo de los Palos, la Guía, Los Segados, La Magdalena, San Isidro,	90	Rambla Ladrillar y Barrero	RM36, AP7, RM-E18, RM-E16, Autopista del Mediterráneo(AP7)
2	RAMBLA LADRILLAR.	23.74	Acueducto de la Rambla de Peñas blancas o canal de Taibilla. Cerca de la desembocadura de la Rambla la Torre	200	Desembocadura Rambla Benipila	21	10	0.0179	Molinos Marfagones. 2644 habitantes	50	Rambla de los Torres	RM332, RM-E20
3	RAMBLA DE LAS CANTERAS	10	**Pozo Dulce**	83	**Desembocadura Rambla Benipila**	13	4.95	0.0141	Urbanización la Vaguada, Urbanización Alcalde de Cartagena, Canteras	30	Rambla de los Pájaros	E21, E22, N-332-1, GR-92

Tabla 1. Características generales de los tramos de estudio.

Las variables sobre las cuales se construyen los índices corresponden al área ocupada por el cauce, lo que engloban al canal de estiaje, al canal de aguas bajas y, cuando existe, la franja de ribera, la cual en muchos casos ha formado parte del cauce histórico.

Además de analizar el área del cauce, se busca la relación existente con el ancho, la longitud de orilla y la presencia de vegetación., todo ello tomando como referencia el año más antiguo que para este caso es 1928

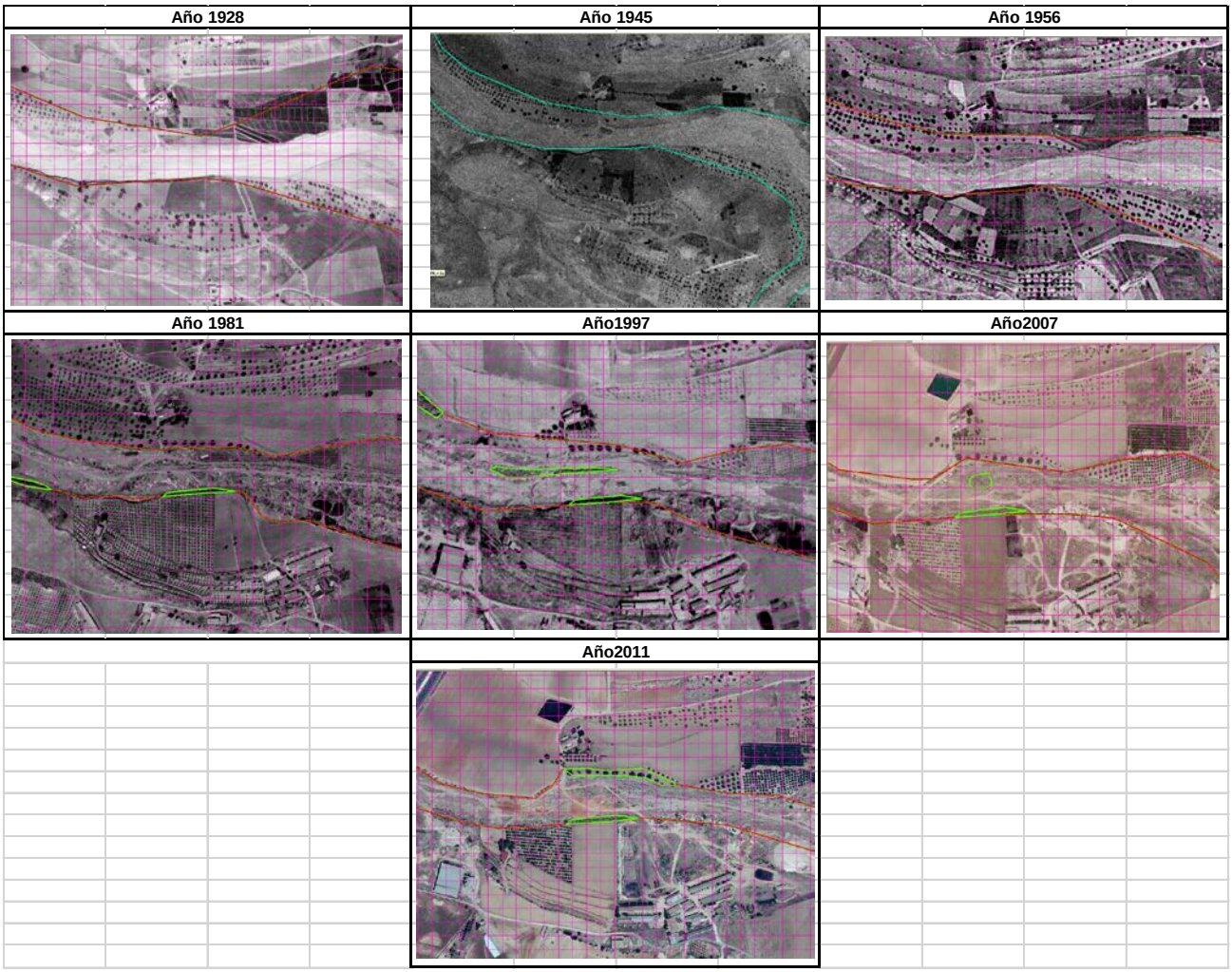


Figura 1.Ejemplo de Dinámica Fluvial en la rambla Benipila . Cartagena –España



Figura 2.Cauce Rambla Benipila. Cartagena –España



Figura 3.Cauce Rambla Ladrillar. Cartagena –España

3. BIBLIOGRAFIA

Des, D. E. L., & Eau, C. D. (1998). BASSIN RHONE MEDITERRANEE CORSE GUIDE TECHNIQUE N ° 2.

Fisher, S. G., Heffernan, J. B., Sponseller, R. a., & Welter, J. R. (2007). Functional ecomorphology: Feedbacks between form and function in fluvial landscape ecosystems. *Geomorphology*, *89*(1-2), 84–96. doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.013

Garz, G., Becerril, O., & Revilla, G. (2009). LAS AVENIDAS TORRENCIALES EN CAUCES EFIMEROS :, 264–276.

Incropera, F. P., DeWitt, D. P., Bergman, T. L., & Lavine, A. S. (2007). *Fundamentals of Heat and Mass Transfer*. (F. P. Incropera & F. P. F. O. H. A. M. T. Incropera, Eds.)*Water* (Vol. 6th, p. 997). John Wiley & Sons. Retrieved from http://www.osti.gov/energycitations/product.biblio.jsp?osti_id=6008324

Magdaleno, F., Anastasio Fernández, J., & Merino, S. (2012). The Ebro River in the 20th century or the ecomorphological transformation of a large and dynamic Mediterranean channel. *Earth Surface Processes and Landforms*, *37*(5), 486–498. doi:10.1002/esp.2258

Utilidad de las herramientas SIG en la modelización hidrogeológica de minas subterraneas.

Utility of GIS tools in hydrogeological modelling of underground mines.

Ramón Díaz Noriega[(1)], José Paulino Fernández Álvarez[(2)]
[(1)]Unidad de Modelización Hidrogeofísica y Ensayos No Destructivos. Universidad de Oviedo. ramon@hydrogeophysicsndt.com
[(2)]Departamento de Explotación de Minas. Área de Prospección e Investigación Minera.
Universidad de Oviedo, Asturias, España. pauli@uniovi.es

SUMMARY

Since more than a century ago, underground coal mines have been exploited in Spain. Today, after their natural flooding, some of them are studied as a possible water resource or for geothermal purposes.
In that regard, the Geographic Information Systems technology is being used as a workhorse for integration, data processing and display. As data collected are usually dispersed, scarce and uncertain, the GIS allows to extract the most of their combination.
In this case, the ultimate goal is to better understand the behavior of water flows involved. To help achieve this objective, we used the ArcGIS together with groundwater flow numerical simulator FEFLOW.
In this article, the GIS tools contribution to convert mining and hydrogeological data into useful information for a groundwater numerical model is shown. Those operations relevant to the conceptual model are discussed. Also those feeding the numerical model or the post-processing phase. Advantages and disadvantages of the employed GIS tools are discussed together with their links with FEFLOW. Finally, common problems present in mining data are discussed as also are the limitations of the GIS regarding them.

1. INTRODUCCIÓN

Los primeros Sistemas de Información Geográfica (SIG), aparecen en torno a los años 60 (Goodchild, 1993). Desde entonces han desarrollado un alto nivel de eficiencia y versatilidad.

Actualmente, proporcionan el soporte lógico adecuado para integrar, almacenar, procesar y visualizar datos espaciales. Son además, un elemento multidisciplinar con aplicación práctica en diversos campos de la ciencia, la industria y la sociedad (Suñer, 2009). Esto ha fomentado la existencia de empresas y organizaciones cuyo objetivo es desarrollar estas herramientas, poniéndolas a disposición de los usuarios, bien como software propietario o software libre. La tabla I muestra a modo de ejemplo un listado con algunas de estas herramientas SIG.

Tabla I – Listado de SIG (GIS List)

SIG libre	
Nombre	***Link oficial***
OpenJump	http://www.openjump.org/
gvSIG	http://www.gvsig.com/
GRASS	http://grass.osgeo.org/
QGIS	http://www.qgis.org/es/site/
MapWindow	http://mapwindow.org/
SAGA	http://www.saga-gis.org/en/index.html
SPRING	http://www.dpi.inpe.br/spring/
Kosmo	http://www.opensig.es/index.php
uDig	http://udig.refractions.net/
SIG propietario	
Nombre	***Link oficial***
ArcGIS	http://www.esri.com/software/arcgis/
GeoMedia	http://geospatial.intergraph.com/products/GeoMedia/Details.aspx
MapInfo	http://www.mapinfo.com/
IDRISI	http://clarklabs.org/products/idrisi.cfm

En este trabajo, se utiliza el SIG propietario ArcGIS Desktop, considerada una de las herramientas más potentes y utilizadas del mercado. De esta manera se pretende que el análisis de sus capacidades y limitaciones sean representativas del estado actual de desarrollo de este tipo de herramientas, al menos en los aspectos que atañen a este trabajo.

En este documento, se aborda un problema hidrogeológico de modelización de flujo de agua y transporte de calor en una mina subterránea de carbón clausurada, que tras su inundación natural está siendo estudiada como yacimiento geotérmico de muy baja entalpía. El aprovechamiento energético de la mina es ya una realidad y está actualmente en funcionamiento para la climatización de edificios, utilizando la tecnología de bomba de calor con una captación geotérmica en circuito abierto, véase (Alonso et al., 2008). Sin embargo, para poder optimizar el uso del yacimiento es necesario caracterizar adecuadamente y entender el funcionamiento del sistema y procesos que lo rigen. Este trabajo engloba tres campos diferentes que convergen en el problema estudiado, la hidrogeología, la minería subterránea y la geotermia (figura1).

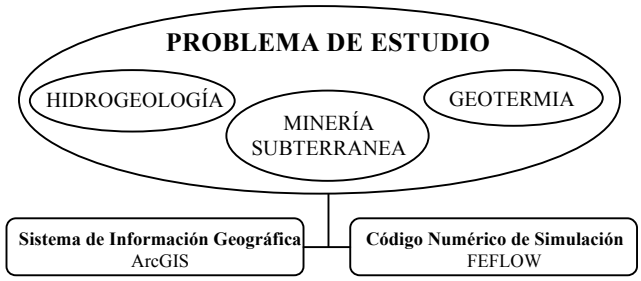


***Figura 1*–Contexto de estudio y herramientas utilizadas**
(Study context and used tools)

Los usos y aplicaciones de la tecnología SIG en cada uno de los tres ámbitos mencionados, han sido planteados por distintos autores con enfoques variados. En la Tabla II se recoge un listado con algunos trabajos interesantes al respecto, indicándose el campo y la aplicación del SIG.

En este caso, se pretende analizar el papel que juega el SIG, en la caracterización hidrogeológica de la mina, con el fin de realizar su modelización geotérmica.

Tabla II – Listado de algunas aplicaciones de los SIG en los campos de la hidrogeología, minería y geotermia (List of some GIS aplications in hydrogeologic, mining and geothermic fields)

Hidrogeología	
Referencias	**Aplicaciones**
(Fürst, Girstmair, & Nachtnebel, 1993), (Gogu et al., 2001), (Carrera-Hernández & Gaskin, 2007), (Højberg et al., 2013)	Bases de datos hidrogeológicos para gestión de acuíferos.
(Diersch, 1993), (Juan & Kolm, 1996), (Gogu et al., 2001), (Heredia et al. 2001), (Ashaf & Ahmad, 2006), (Arnold & Luinstra, 2009), (Lachaal et al., 2012), (Betancur V., Palacio T., & Escobar M., 2012), (Córdoba, 2012)	Conceptualización y desarrollo de modelos numericos de simulación de aguas subterraneas.
(Batelaan & De Smedt, 2007), (Chenini & Ben Mammou, 2010), (Malekmohammadi, Ramezani Mehrian, & Jafari, 2012), (Masoud, Schneider, & El Osta, 2013)	Evaluación de recarga de acuíferos.

Minería	
Referencias	**Aplicaciones**
(Banks et al., 2004), (Korose, Louchios, & Elrick, 2009), (Oh & Lee, 2010), (Malinowska & Hejmanowski, 2010), (Tomas et al., 2010), (Oh & Lee, 2011)	Evaluación de riesgos por subsidencia en minas subterraneas.
(Watzlaf & Ackman, 2006), (ESRI, 2006), (Pasiakos et al., 2007),	Integración de datos para control, desarrollo de las minas o gestión futura.
(Wycisk et al., 2009), (Düzgün, Künzer, & Özgen Karacan, 2011), (Yenilmez et al., 2011)	Control y evaluación de contaminación minera.
(Fang, Model, & Yiqin, 2008), (Li, Zhang, Mao, & Liu, 2009), (Salap, Karslioglu & Demirel, 2010)	Seguridad minera. Evaluación de rutas de rescate y planes de evacuación.
(Latre et al., 2001), (Arranz González, 2008), (Garzón et al., 2009)	Gestión de concesiones y recursos mineros.

Geotermia	
Referencias	**Aplicaciones**
(Prol-Ledesma, 2000), (Martinez-Estrella, Torres, & Iglesias, 2005), (Noorollahi et al., 2007), (Ondreka et al., 2007), (Carranza et al., 2008), (Noorollahi et al., 2008), (Tüfekçi, Lütfi Süzen, & Güleç, 2010), (Yousefi et al., 2010), (Mendez, Armenta & Silva, 2011), (Gemelli, Mancini, & Longhi, 2011), (Nam & Ooka, 2011)	Analisis de datos para la creación de mapas de distribución de potencial geotérmico y la elección de emplazamientos para su aprovechamiento.
(Cacace et al., 2010), (Nam & Ooka, 2011), (Higuchi, Nishijima, & Fujimitsu, 2013)	Integración, tratamiento de datos y modelización numérica.

El objetivo es describir las aplicaciones prácticas, ventajas y limitaciones de las herramientas SIG en este tipo de problemas, con un caso real de ejemplo. Se abordarán las tareas de integración de información, el procesado de datos y la modelización numérica de flujo subterráneo.

En el apartado 2. Métodos y materiales, se describen las metodologías y tareas más importantes que han sido llevadas a cabo con las herramientas SIG, en el desarrollo del proyecto. Para ello se seguirá la secuencia temporal en la que se realizaron, agrupadas en 3 etapas:

Etapa 1: *Recopilación, análisis y valoración de información*.
Etapa 2: *Conceptualización del problema*.
Etapa 3: *Modelización numérica*.

En el apartado 3. Discusión y resultados, se analizarán y evaluarán algunos aspectos concretos de las metodologías descritas, en los cuales las capacidades de los SIG han demostrado ser herramientas de gran utilidad. Como es el caso de la digitalización y georreferenciación de planos mineros antiguos o el tratamiento de formatos CAD (Computer Aided Design).

También se discutirán las limitaciones observadas, principalmente para la representación tridimensional o el intercambio de datos con el simulador FEFLOW.

2. MÉTODOS Y MATERIALES

Las tareas llevadas a cabo con las herramientas SIG, varían en función de la etapa del proyecto. Pero de una forma u otra, su presencia es una constante a lo largo de todo el desarrollo del mismo, como se verá a continuación en tres etapas:

Etapa 1: Recopilación, análisis y valoración de información.

El objetivo principal de esta etapa es integrar toda la información sobre el problema de estudio. En ella se analizan y valoran los datos para obtener el modelo conceptual, realizándose las primeras tareas de tratamiento de la información con herramientas SIG, principalmente para el análisis conjunto de datos dispersos y su almacenamiento.

La primera tarea es definir un esquema y crear la base de datos, en este caso del tipo "Geodatabase personal" (ESRI, 2013) que almacena y administra archivos de datos con formato .mdb, lo que facilita su manipulación con Microsoft Access. Debe de tenerse en cuenta que la capacidad de almacenamiento de este tipo de bases de datos está limitada a 2GB.

Después se procede a la integración de la información en esta base de datos, para su análisis espacial.

La principal dificultad en esta etapa es la recopilación y clasificación de información minera útil para la caracterización y modelización hidrogeológica.

Problemas:

1. *Los datos mineros se centran en la producción de carbón.*

Para obtener datos relevantes a nivel hidrogeológico, es necesario revisar volúmenes grandes de información minera.

2. La longevidad de la actividad minera.

La explotación de las minas de carbón en la zona de estudio, comenzó hace más de 100 años. Esto implica una importante serie temporal de datos con diferentes tipologías, formatos y fuentes, lo que dificulta su recopilación, clasificación e interpretación.

3. Datos de fiabilidad dudosa, imposibles de validar o verificar.

Es común la existencia de pares de datos que se contradicen o reflejan inconsistencias entre sí. En estos casos, simplemente pueden ser descartados o evaluadas las posibilidades que ofrecen. Pero sin una certeza absoluta, dado que no se puede acceder a las minas para su comprobación in situ.

El ejemplo más relevante de este problema se muestra al intentar definir la distribución espacial de los huecos que generaron las minas subterráneas durante su explotación.

Esta información se recoge en los planos de labores mineras, sin embargo estos datos no están disponibles de manera conjunta, sino dispersos en multitud de planos y formatos. Por lo tanto, en primer lugar es necesario integrarlos de manera coherente. Esta información y su conocimiento son obligados, como describe Jardón Palacio (2010), ya que el comportamiento hidrogeológico de la zona tiene total dependencia de la distribución espacial de las labores mineras subterráneas y sus conexiones. Esto se explica por la alteración mecánica de las rocas al extraer el carbón, que genera zonas de doble o triple porosidad y la existencia de caminos preferenciales de flujo parecidos a los observados en acuíferos cársticos.

Para solventar las dificultades descritas son utilizadas las capacidades de integración y procesado de datos de las herramientas SIG, realizándose principalmente tres tareas.

Metodología:

1. Conversión de formatos CAD

Los planos que contienen las labores mineras más modernas se obtienen en formatos CAD (.dxf, .dwg, .dgn). Estos planos serán la base sobre la que se apoyará e implementará toda la información minera restante. La idea es completar la información de estos planos vectoriales, con la información más antigua que no consta en ellos, disponible en formato papel.

No obstante, los formatos CAD no pueden editarse directamente en el SIG. Para ello, es necesario primero convertirlos a formato "Shapefile" (.shp).

El método elegido para realizar proceso de conversión implica la eliminación de los campos de información del CAD origen que no son útiles para su uso en el SIG. A continuación se edita el Shapefile creado y se añaden en su tabla de atributos campos adicionales que inicialmente el CAD no contiene. Estos se utilizarán para introducir datos referentes a las geometrías, como su longitud, área o volumen. La herramienta *"Field Calculator"* resulta muy útil para conseguir valores de un campo en la tabla de atributos de la geometría, que son calculados en función de otros de la misma tabla.

2. Transformación de coordenadas

El sistema de referencia cartográfico adoptado para este trabajo es el oficial actualmente en España, según lo establecido en el RD 1071/2007. Es decir el Sistema de Referencia Terrestre Europeo 1989 (ETRS89) y la proyección Universal Transversal de Mercator (UTM).

La información topográfica, la ortofotografía y el Modelo Digital de Elevaciones de la zona de estudio, son datos cartográficos básicos obtenidos para la construcción del SIG, a través de la Infraestructura de Datos Espaciales (IDE) del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y siguen las especificaciones del RD 1071/2007.

Por otra parte, los planos mineros recopilados poseen varios sistemas de referencia distintos, en función de la época a la que pertenecen. Problema bastante común, dado que a lo largo del último siglo en España se han producido varios cambios oficiales de sistema de referencia geodésico y proyección cartográfica.

Así, los planos de labores mineras más modernos, en formato CAD, poseen coordenadas proyectadas UTM y sistema de referencia ED50.

Por otro lado, los planos mineros más viejos están en formatos papel y sus sistemas de referencia o tipo de coordenadas difieren unos de otros. Encontrándose algunos en coordenadas geográficas, proyección Cónica Conforme de Lambert o coordenadas locales.

A fin de homogeneizar bajo un mismo sistema de referencia cartográfico y proyección, los distintos planos que se implementan en el SIG, la herramienta elegida es *"Project"* de ArcCatalog. Utilizada en este caso, para transformar todos los planos de labores vectoriales obtenidos en el sistema de referencia ED50, al sistema ETRS89. Mediante el uso de una rejilla de transformación geográfica basado en el estándar NTv2.

3. Digitalización de formatos papel.

En cuanto a los planos en formato papel, que recogen las labores mineras más antiguas. Están siendo actualmente digitalizados en formato ráster por empresas especializadas. A medida que el archivo histórico es digitalizado, los planos útiles se integran en el SIG, mediante las herramientas de ArcMap, *"Georeferencing"* y *"Editor"*. La primera es utilizada para georreferenciar cada plano y la segunda para pasar manualmente las labores contenidas en el ráster al formato vectorial de ESRI "Shapefile" (.shp).

Finalmente, tras convertir los formatos CAD, homogeneizar sus coordenadas y completarlos con la información adicional de los planos ráster. El resultado obtenido se implementa en el SIG, (véase figura 2, página siguiente).

Las tres tareas descritas van a permitir hacer un uso posterior de esta información, más flexible y optimizar su aprovechamiento.

Etapa 2: Conceptualización del problema

El objeto de formular un modelo conceptual hidrogeológico es la identificación y la cuantificación adecuada de los procesos que representan el comportamiento del sistema real. Dado que resulta imposible el conocimiento en detalle, es necesario estudiar y examinar aquellos factores que son más importantes del sistema. Esto implica la simplificación del problema real y la organización de los datos asociados (Anderson &Woessner, 1992).

En este apartado se describen 2 tareas fundamentales de la conceptualización hidrogeológica de la mina subterránea, que implican el uso del SIG y que se basan fundamentalmente en la información minera.

1. Caracterización del volumen y distribución de huecos mineros

Su objeto es cuantificar la capacidad de almacenamiento de agua en el interior de los huecos de la mina y su distribución espacial para la evaluación del recurso.

Teniendo en cuenta que un gran volumen de almacenamiento de agua en el subsuelo se encuentra en los huecos mineros abiertos; una pregunta interesante durante la definición del modelo conceptual es:

¿Cuál es la distribución espacial y volumetría de los huecos en la mina, susceptibles de almacenar agua?

Contestar esta pregunta implica hacer una consulta a la base de datos SIG. Para ello son utilizados los planos de labores previamente almacenados en la base de datos del SIG, así como la información asociada a cada geometría, en este caso la sección transversal, la longitud y el volumen calculado de cada geometría individual (véase tabla III).

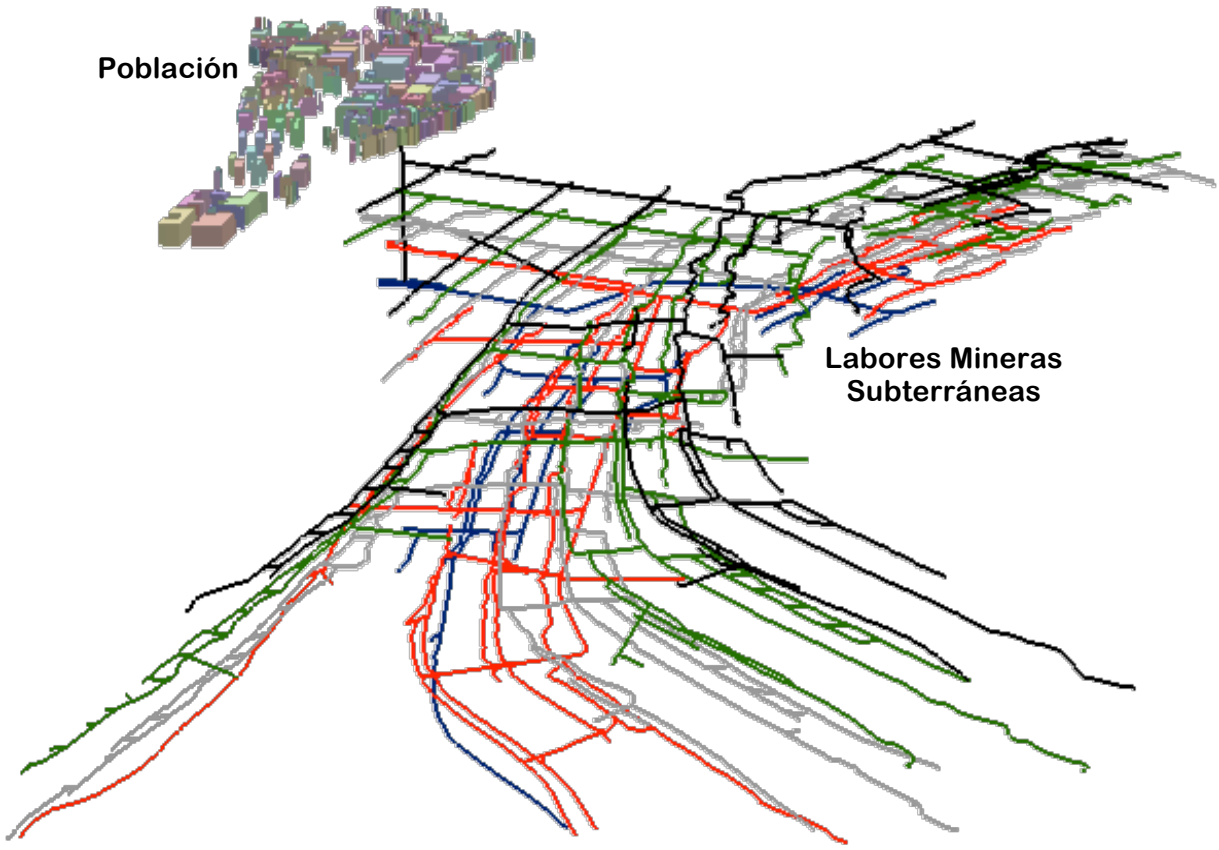


Figura 2*–Vista tridimensional en ArcScene de las labores mineras subterraneas. *(ArcScene three-dimensional view of underground mine)

Tabla III – Atributos utilizados para la consulta.
(Used atribute for consultation)

ObjetID	Layer	Distance	Section	Volumen
……	……..	……..	……..	……

Con este método se obtienen el volumen total de huecos de la infraestructura de la mina, las volumetrías parciales por zonas de una misma planta y el volumen de huecos por plantas.

A modo de ejemplo, se muestra en la tabla IV el volumen de huecos por plantas y el gráfico correspondiente en la figura 3.

Tabla IV – Consulta (Consultation)

ObjetID	Layer	Sum_Volumen
1	Planta 1	216130
2	Planta 2	264650
3	Planta 3	255900
4	Planta 4	239165
5	Planta 5	105854

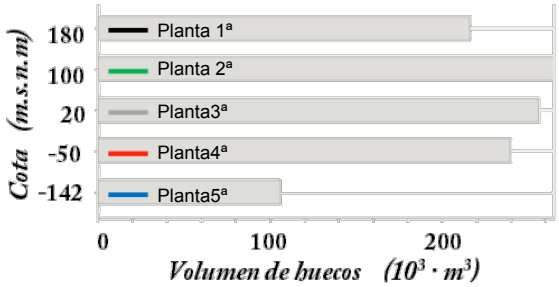


***Figura 3*–Grafico de volumetrias de la mina por plantas.**
(Volumetric graphic by mine plants)

Las herramientas SIG útiles en este caso son *"Sumarize"* y *"Create Graph Wizard"* de ArcMap, ambas actúan sobre los datos asociados a estas geometrías y permiten obtener tablas y gráficos de consultas sobre ellos.

2. Estimación de zonas de alteración

Las minas de carbón subterráneas, producen en su entorno geológico el fenómeno de subsidencia (Rodríguez Díez, 1999), que genera una zona de alteración mecánica de las rocas, con fracturas y hundimientos que se propagan desde las labores mineras subterráneas hacia la superficie del terreno. Este fenómeno produce cambios en las propiedades y parámetros hidrogeológicos originales de las rocas afectadas y por ello es relevante en la conceptualización del problema estudiado, de manera que la zona minada estará compuesta por un sistema complejo de huecos y zonas de alta permeabilidad asociadas. Todo ello en un contexto de rocas de baja permeabilidad que continúan siendo los límites de la zona minada.

El uso del SIG en esta etapa tiene como objetivo definir zonaciones de parámetros hidrogeológicos en los materiales, en función de la alteración por subsidencia. La aproximación geométrica realizada permite definir esta zonación asumiendo que es conocido el ángulo límite de la cubeta de subsidencia (Rodríguez Díez, 1999) y la posición de los huecos. Sin embargo, debe advertirse que se trata de una simplificación conceptual (figura 4, página siguiente) y que la zonación real es mucho más compleja que la obtenida por este método.

La herramienta SIG utilizada es el *"Buffer"*, capaz de trazar geométricamente zonas de influencia en torno a una geometría, conocida la distancia o radio de influencia. La limitación de esta herramienta es su bidimensionalidad (2D), es decir calcula y traza áreas o superficies, pero el problema abordado es tridimensional (3D). El método utilizado para solventar la limitación 2D se basa en la obtención de secciones horizontales del volumen de roca alterada a distinta cota, partiendo del dato conocido de la geometría del hueco minero. Para ello se procede insertando en la tabla de atributos de la geometría de partida nuevos campos que contienen

la información necesaria para hacer operativa la herramienta buffer, según el esquema planteado en la figura 4. Los nuevos datos asociados a la geometría del hueco son los radios de influencia "buffer" (Buffer_Z_n) y la cota (Z_n) a la que corresponde cada buffer (véase Tabla V).

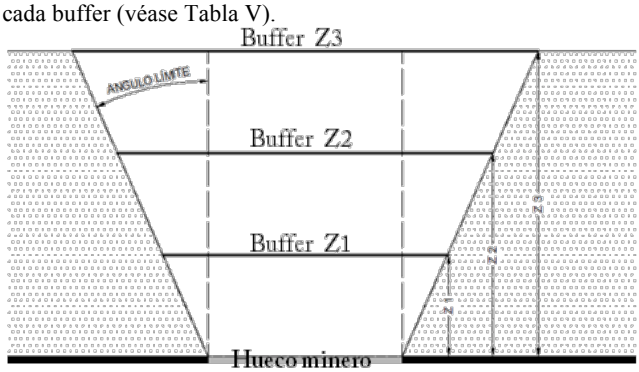


Figura 4 **- Perfil esquemático del método de cálculo de zonas de alteración mediante buffers a distinta cota. (Schematic profile of the method of alteration zones calculation using buffer at different height).**

Tabla V – Campos anadidos en la tabla de atributos

Z1	Buffer_Z1	Z2	Buffer_Z2	Z3	Buffer_Z3
….	…….	…	…….	…	……

Los registros del campo con la cota de cada buffer son introducidos manualmente y conservados en la tabla de atributos del buffer calculado para posicionar posteriormente esta geometría en el modelo de simulación a la cota correcta.

Por otra parte el campo con el radio de influencia del buffer será calculado para cada cota definida, en función del ángulo límite de la cubeta de subsidencia (véase figura 4) mediante la ecuación:

$$\boldsymbol{Buffer\,(Z_n) = (Z_n - Z_0) * \tan \gamma}$$

Donde:
Buffer (Z_n) es el radio del buffer calculado para la cota Z_n
Z_n es la cota por encima del hueco
Z_0 es la cota del hueco para el cual se calcula la zona de alteración
γ es el ángulo límite de la cubeta de subsidencia

Con carácter general, el SIG también ha sido útil en esta etapa de conceptualización para:

- Demarcación de cuencas y redes hidrográficas a partir del Modelo Digital de Elevaciones.
- Localización espacial de puntos de agua asociados a series temporales de medición y el análisis gráfico de los datos.
- Representación de la cartografía geológica y la obtención de mapas de isobatas.
- Cálculo de la distribución espacial de la recarga a partir del datos puntuales de estaciones meteorológicas y el MDE.
- Gestión mediante hipervínculos georreferenciados de información minera cualitativa o gráfica.

Etapa 3: Modelización numérica.

Los modelos de simulación numéricos utilizados en hidrogeología, son aproximaciones y simplificaciones que se crean partiendo de un modelo conceptual y describen un fenómeno natural de manera simplificada, proporcionando soluciones aproximadas de las ecuaciones que los gobiernan en todo su dominio espacial. El simulador elegido para este trabajo es FEFLOW, un código numérico basado en el método de elementos finitos que permite la modelización tridimensional de flujo y transporte de calor.

En este apartado se describen algunas de las tareas realizadas con ArcGIS que son útiles durante el proceso de modelización con el simulador FEFLOW.

En primer lugar se evaluarán someramente las capacidades y limitaciones de intercambio de archivos entre ambos, las posibilidades que plantea el uso del SIG para definir la geometría del modelo, las condiciones de contorno y la distribución de parámetros en el proceso de construcción del modelo.

En segundo lugar se describen las capacidades del SIG, para la gestión y el análisis de los resultados de simulación.

1. Construcción del modelo

Con ayuda del SIG se creará la geometría del dominio tridimensional del modelo, haciendo uso de archivos que previamente han sido almacenados en la base de datos del SIG.

Los datos utilizados son:

- El polígono (.shp) que define la extensión superficial del modelo conceptual y sus límites laterales.
- El MDE de la zona.
- El Mapa de Isobatas (en adelante MI) de una formación geológica profunda, considerada impermeable.

La metodología empleada consiste en primer lugar en emplear los datos correspondientes al polígono para definir los límites del modelo de simulación.

A continuación se utiliza el MDE para definir la parte superior del modelo y el MI para definir la parte inferior. En ambos casos se parte de datos en formato ráster que FEFLOW no puede utilizar directamente.

El método para utilizar los datos ráster en la construcción del modelo consiste en procesarlos previamente con herramientas SIG y obtener una malla de puntos en formato vectorial con los datos del ráster asociados en su tabla de atributos. Para ello se utiliza el polígono que delimita la extensión del modelo y las herramientas SIG *"Poligon to Raster"* y *Raster to Point"*. Luego con la herramienta *"Extract Multi values to points"* en esos puntos (x, y), se extraen las cotas (z) tanto del MDE como del mapa de isobatas, añadiéndose esta información de los ráster a la tabla de atributos del archivo de puntos. El archivo de puntos es almacenado en la base de datos y a continuación es importado desde simulador mediante el menú de intercambio de datos. Finalmente con la ayuda de los interpoladores del simulador se construyen las superficies inferior y superior del modelo, como se muestra en la figura 5 donde se define la geometría global del sistema modelizado.

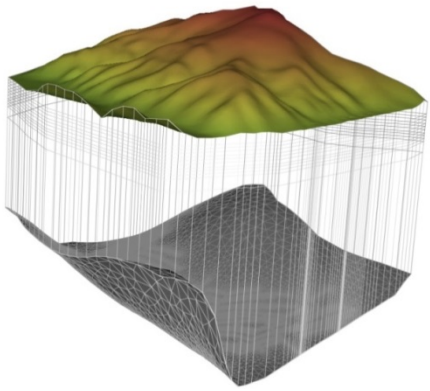


Figura 5 **- Vista en FEFLOW de las superficies superior e inferior del modelo. (FEFLOW view of top and bottom model surface).**

En cuanto a la geometría interna del modelo, está principalmente caracterizada por la estructura de la mina.

En este aspecto, los planos de labores previamente tratados y descritos en la Etapa 1 son importados al simulador para definir la estructura de la mina. Debe de tenerse en cuenta que juegan un papel importante desde el principio de la construcción del modelo, puesto que han de ser considerados al generar el mallado de elementos finitos haciendo que la discretización se adapte a las geometrías de los planos de labores. Esto es necesario para construir posteriormente y caracterizar los huecos en la posición espacial que les corresponde dentro del modelo. Los planos de labores también llevan asociados además los valores de

propiedades que caracterizan hidrogeológicamente las distintas partes que ocuparán dentro del modelo. Esta metodología de construcción se muestra especialmente ventajosa cuando es utilizada junto con la herramienta *"Discrete Features"* de FEFLOW para simular el flujo subterráneo en las galerías de la mina. Permitiendo la configuración rápida del modelo de simulación enlazando los datos del archivo de planos de labores con los parámetros que alimentan al simulador.

La distribución de parámetros hidrogeológicos del modelo, referente a la mina, se completa con la utilización de las zonas buffer obtenidas para la extensión de terreno alterada, ya descritos en la Etapa 2.

En cuanto a las condiciones de contorno, los datos procesados de la distribución de recarga en la superficie del modelo, serán la única condición de contorno introducida mediante herramientas SIG. Para ello es necesario -como en el caso del MDE y MI- extraer la información de formatos ráster a un archivo vectorial de puntos o polígonos y luego utilizar el dialogo de intercambio de FEFLOW para introducir los valores de la recarga en la superficie del modelo.

2. Resultados de simulación

Una de las utilidades que ofrece el SIG para el análisis de resultados de simulación, es su capacidad para operar sobre datos extraídos del simulador y compararlos o visualizarlos.

Dos ejemplos claros de la utilidad que representan para el análisis del problema planteado son:

- Calculo de números de Reynolds

Obtener la distribución de R_e en el dominio del modelo ayuda a determinar los lugares del modelo donde los flujos son turbulentos. Es decir, aquellos lugares donde la velocidad del flujo es elevada y la aplicación de la ley de Darcy es problemática.

En el aspecto de la geotermia este también es un dato relevante, puesto que la transferencia de calor en las galerías de la mina con régimen turbulento es diferente a cuando el régimen es laminar (Rodríguez & Díaz, 2009).

Los datos de partida para esta tarea se obtienen del simulador, y consisten en valores puntuales de la velocidad de Darcy en los nodos del dominio del modelo. Para obtener los números de Reynolds a partir de los datos de velocidades, se exportan estos al SIG en formatos Shapefile de tipo punto y con ayuda de la calculadora de campos *"Field Calculator"* se obtiene el valor del número de Reynolds asociado a cada zona del modelo, según la ecuación:

$$R_e = \frac{V_R \cdot d \cdot \rho}{\mu}$$

Dónde:

V_R es la velocidad real de flujo
d es el diámetro medio de los poros
ρ es la densidad del agua
μ es la viscosidad del agua

El resultado se representa en mapas con ayuda de interpoladores para identificar de manera fácil las zonas de turbulencia, las zonas de flujo laminar y las zonas de transición dentro del modelo, como muestra el ejemplo de la figura 6.

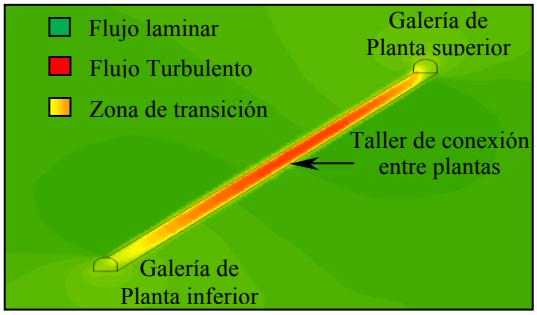


***Figura 6* – Vista de perfil. Ejemplo de flujo turbulento en la simulación de conexiones entre plantas de la mina. (Profil view. Example of turbulence flow in simulated mine conection by plants).**

- Cálculo de tiempos de residencia

En función de las trayectorias de flujo proporcionadas por el simulador FEFLOW, se puede hacer un análisis de los tiempos de residencia del agua dentro de la mina y conseguir tablas, gráficos y mapas que representen la distribución de esta variable del problema a nivel general o parcial.

Preguntas que cabe hacerse, y son relevantes para la caracterización geotérmica de la mina son por ejemplo:

¿Cuál es el tiempo medio de residencia del agua en la planta más profunda del pozo minero?

La respuesta se puede obtener mediante el uso del SIG con una selección de datos por localización con la herramienta *"Select by location"* y el análisis estadístico de los datos seleccionados con la herramienta *"Statistics"*.

¿Cuáles son las zonas de la mina donde el agua permanece menos tiempo, hasta que es bombeada al exterior?

La respuesta en este caso se obtiene de manera gráfica en forma de mapa, como muestra la figura 7.

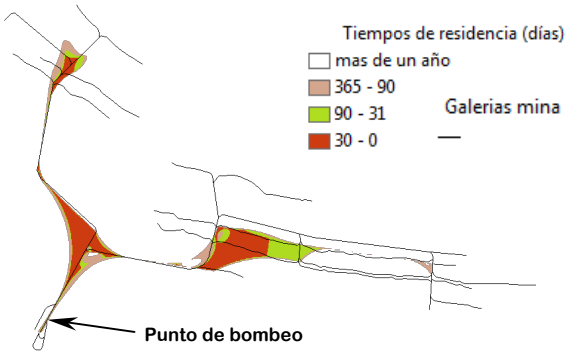


***Figura 7* – Mapa de tiempos de residencia para una planta de la mina subterranea (Residence times map of underground mine plant.)**

Para este tipo de representación es utilizada la herramienta SIG de análisis espacial *"Interpolation"*.

3. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las tareas descritas en el apartado anterior, son un ejemplo de las múltiples posibilidades que pueden ofrecer las herramientas SIG. Sin embargo, sirven para ilustrar algunas de las ventajas y las limitaciones que presentan.

En la Etapa 1: Recopilación, análisis y valoración de información (véase 2. Métodos y Materiales) se han visto las capacidades del SIG para convertir y editar formatos vectoriales, georreferenciar formatos ráster y homogeneizar datos con sistemas de referencia distintos. También se ha comentado la capacidad para almacenar todos los datos de manera coherente en una base de datos espacial.

Estas capacidades se perfilan como una de las principales ventajas de trabajar con el SIG, ya que permiten gestionar y analizar información durante la conceptualización y modelización hidrogeológica de una forma sin precedentes. Esto se explica también gracias al enfoque conciliador del código numérico de simulación FEFLOW, que ofrece menús de intercambio de datos adaptados a formatos típicos de herramientas SIG como son: (.shp) o (.dbf).

Se ha descrito también, como se pueden realizar transformaciones de datum ED50 - ETRS89 de manera muy sencilla. Sin embargo, trasformaciones cartográficas comunes en España como la de Proyección Cónica Conforme de Lambert a UTM, son complejas de realizar con ArcGIS y es necesario poseer conocimientos avanzados de cartografía.

Debe destacarse que tareas de integración de información con similar problemática pueden estar implícitas en estudios de hidrogeología minera de cualquier parte del mundo. Donde la tradición minera propicie la existencia de cantidades importantes

de datos dispersos difícil cohesión (ESRI, 2006). Por ello estas tareas pueden ser consideradas como la parte inicial de una metodología cuyo objetivo es afrontar el estudio de este tipo de entornos.

En la Etapa 2: Conceptualización del problema (véase 2. Métodos y Materiales), se describen a modo de ejemplo dos tareas orientadas a la definición del modelo conceptual, que presentan resultados óptimos desde el punto de vista operativo. Es decir, en el caso de la caracterización de volúmenes de huecos mineros, el tiempo necesario para obtener resultados con el SIG, es realmente bajo en comparación con el tiempo necesario para obtener los mismos resultados con herramientas CAD u hojas de cálculo. También es destacable, la capacidad para realizar consultas espaciales sobre los elementos de la mina y la facilidad para graficar los resultados de las mismas, una ventaja exclusiva del SIG.

En cuanto a la estimación de zonas de alteración, el método y herramientas propuestas se adaptan a la conceptualización pero presentan limitaciones claras para un desarrollo más complejo de la geometría, principalmente debido a la bidimensionalidad operativa de las herramientas buffer. No obstante, esta limitación del SIG concuerda en muchos aspectos con las limitaciones geométricas y constructivas del simulador de elementos finitos utilizado, FEFLOW, por lo que no supone realmente una limitación en la modelización.

En la Etapa 3: Modelización numérica (véase 2. Métodos y Materiales) las tareas descritas permiten ilustrar las capacidades del SIG para la definición de dominios de simulación, mostrándose como una herramienta muy útil para el tratamiento de los datos necesarios y en evidente detrimento de otras herramientas muy extendidas entre los usuarios como Surfer, Hydrogeobuilder o Leapfrog. Un punto a destacar en el aspecto constructivo del modelo son las herramientas de medición que ofrece ArcMap, ya que FEFLOW carece de ellas. Por lo que el SIG es un complemento perfecto para el simulador desde esa perspectiva, en ocasiones imprescindible. Cítese como ejemplo la necesidad de medir áreas concretas del modelo –que FEFLOW no puede medir- para implementar adecuadamente condiciones de contorno cuyo valor de cómputo en el modelo es proporcional al área en la que se aplican.

Otra conclusión clara de la fase constructiva del modelo es que la definición de la geometría del modelo o las condiciones de contorno, de manera versátil y rápida queda supeditada a la utilización adecuada de formatos SIG, principalmente Shapefile.

Finalmente, una de las tareas más laboriosas para el modelista consiste en el análisis de los datos de simulación tras ejecutar los modelos de simulación. La conclusión en este último aspecto es que las herramientas SIG facilitan la tarea de comparación de datos de distintas simulaciones, también el procesado de piezometrías, velocidades, presiones y líneas de flujo o la realización de operaciones sobre estos datos. Las tareas descritas al respecto son el cálculo del número de Reynolds en las zonas de la mina o la distribución de tiempos de residencia. Ambos resultados muy relevantes en el estudio del comportamiento térmico del sistema de flujo de la mina, pero no dejan de ser una pequeña muestra de las múltiples posibilidades existentes.

4. LINEAS FUTURAS DE TRABAJO

Tras haber cubierto las primeras fases de modelización del proyecto, se plantean dos líneas distintas en las cuales el SIG tendrá un peso relevante.

La primera de ellas es la aplicación del análisis de redes de ArcGIS para el estudio de los flujos en la infraestructura de huecos subterráneos de la mina y sus conexiones.

Por otro lado se estudia el uso conjunto de los datos de volumetría y evolución de niveles en la inundación de la mina para la estimación de coeficientes de almacenamiento de los materiales. Dato imprescindible para las simulaciones en régimen transitorio. Sin embargo, para este estudio deben de ser conocidos también los valores de la recarga neta en la mina, lo que supone un problema adicional que está siendo estudiado actualmente. En esa línea se trabaja en primer lugar mediante la implementación de una red de sensores más densa para la mejor cuantificación de las variables meteorológicas de la zona, dado que la recarga de agua a la mina es principalmente debida a las precipitaciones.

5. REFERENCIAS

Alonso, A. O., Arias, C. A., Jardón, S., García, R. A., Fernández, F. P., and Pérez, J. L. (2008): "AprovechAmiento de las Aguas subterráneas como recurso hídrico y energético". *Investigación 2008*. Fundación Mapfre. p.156.

Anderson, M. P. and Woessner, W. W. (1992): "Applied Groundwater Modeling. Simulation of Flow and Advective Transport". Academic Press Inc. San Diego. p. 381.

Arnold, T., and Luinstra, B. (2009): "FEFLOW for science-based water protection : A watershed manager perspective". *2nd International FEFLOW User Conference*. Berlin/Potsdam, Germany.

Arranz González, J. C. (2008): "Los proyectos de ordenación Minero-Ambiental realizados por el IGME". *Seminario: Evaluación y recuperación ambiental de espacios mineros. Pasivos ambientales mineros*. Santa Cruz de la Sierra, Bolivia. p.39.

Ashaf, A., & Ahmad, Z. (2006): "Integrated use of GIS, Remote Sensing and Groundwater Modeling trough FEFLOW to study the Aquifer behavior of Upper Chaj Doab of Indus Basin Pakistan". *International FEFLOW User Conference*. Berlín, Germany. p. 29–37.

Banks, C. E., McDonald, J., Crowell, D. L., and Wickstrom, L. H. (2004): "Development of Avandoned Underground Mines (AUM) GIS". *4º Technical Forum: Geologic Hazards Impacting Transportation Systems in the Appalachian Region*. Ohio,USA.

Batelaan, O., and De Smedt, F. (2007): "GIS-based recharge estimation by coupling surface–subsurface water balances". *Journal of Hydrology*, **337**, 3-4, 337–355.

Betancur V., T., Palacio T., C. A., and Escobar M., J. F. (2012). "Conceptual Models in Hydrogeology , Methodology and Results". *Hydrogeology. A global perspective.* Dr. Gholam A. Kazemi (Ed.) InTech, 7, 203-222.

Cacace, M., Kaiser, B. O., Lewerenz, B., and Scheck-Wenderoth, M. (2010): "Geothermal energy in sedimentary basins: What we can learn from regional numerical models". *Chemie der Erde,* **70**,S3, 33–46.

Carranza, E. J. M., Wibowo, H., Barritt, S. D., and Sumintadireja, P. (2008): "Spatial data analysis and integration for regional-scale geothermal potential mapping, West Java, Indonesia". *Geothermics*, **37**, 3, 267–299.

Carrera-Hernández, J. J., and Gaskin, S. J. (2007): "The Basin of Mexico aquifer system: regional groundwater level dynamics and database development". *Hydrogeology Journal*, **15**, 8, 1577–1590.

Chenini, I., and Ben Mammou, A. (2010): "Groundwater recharge study in arid region: An approach using GIS techniques and numerical modeling". *Computers & Geosciences*, **36**, 6, 801–817.

Córdoba, D. (2012): "Utilización de las herramientas de información geográfica para la integración de modelos hidrogeológicos". *Proyectos 2012: Master Universitario en hidrología y gestión de recursos hídricos. Universidades de Alcalá y Rey Juan Carlos*, 47–75

Diersch, H. J. G. (1993): "Computational aspects in developing an interactive 3D groundwater transport simulator using FEM and GIS". *Proceeding of the Groundwater Quality Management (GQM) Conference.* Tallinn, Estonia, 313-326

Düzgün, Ş., Künzer, C., and Özgen Karacan, C. (2011): "Applications of remote sensing and GIS for monitoring of coal fires, mine subsidence, environmental impacts of coal-mine closure and reclamation". *International Journal of Coal Geology*, **86**, 1, 1–2.

ESRI. (2006): "GIS best practices. Mining", Enviromental Systems Research Institute (ESRI), Vol. 1.

ESRI. (2013): Enviromental Systems Research Institute. Retrieved from http://www.esri.com/software/arcgis/geodatabase/single-user-geodatabase

Fang, K., Model, P. B., and Yiqin, X. (2008): "Gis network analysis in rescue of coal mine". *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences.*, **37**, B8, 357–360.

Fürst, J., Girstmair, G., and Nachtnebel, H. P. (1993): "Applications of GIS in Decision Support Systems for groundwater management".

Proceedings of the Viena Conference HydroGIS 93: Applications of Geographic Information Systems in Hydrology and water Resources. IAHS, **211**, 13–21.

Garzón, E., García, I. G., Sánchez-Soto, A. and Ruiz-Conde, P. (2009): "Aplicación de Sistemas de Información Geográfica (SIG) en la prospección y caracterización de materias primas de interés en Cerámica y Vidrio". *Boletín de la Sociedad española de Cerámica y Vidrio*, **48**, 1, 39–44.

Gemelli, A., Mancini, A. and Longhi, S. (2011): "GIS-based energy-economic model of low temperature geothermal resources: A case study in the Italian Marche region". *Renewable Energy*, 36, 9, 2474–2483.

Gogu, R., Carabin, G., Hallet, V., Peters, V. and Dassargues, A. (2001): "GIS-based hydrogeological databases and groundwater modelling". *Hydrogeology Journal*, 9, 6, 555–569.

Goodchild, M. F. (1993): "The state of GIS for Enviromental Problem-Solving". *Enviromental Modeling with GIS*. Oxford University Press, p. 488.

Heredia, J., Martín-Loeches, M., Olmo, C. Del, Rosino, J. and Lucini, M. (2001): "Sintesis Hidrogeológica y modelización regional de la cuenca media del Tajo, asistida por un SIG". *Estudios Geológicos*, 57, 31–46.

Higuchi, S., Nishijima, J. and Fujimitsu, Y. (2013): "Integration of Geothermal Exploration Data and Numerical Simulation Data using GIS in a Hot Spring Area". *Procedia Earth and Planetary Science*, 6, 177–186.

Højberg, A. L., Troldborg, L., Stisen, S., Christensen, B. B. S. and Henriksen, H. J. (2013): "Stakeholder driven update and improvement of a national water resources model". *Environmental Modelling & Software*, 40, 202–213.

Jardón Palacio, J. S. (2010): "AprovechAmiento de las Aguas subterráneas como recurso hídrico y energético. Aplicación al embalse minero Barredo-Figaredo". Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo. Departamento de Explotación de Minas.

Juan, C. S. and Kolm, K. E. (1996): "Conceptualization, characterization and numerical modeling of the Jackson Hole alluvial aquifer using ARC/INFO and MODFLOW". *Engineering Geology*, 42, 119–137.

Korose, C. P., Louchios, A. G. and Elrick, S. D. (2009): "The Proximity of Underground Mines to Urban and Developed Lands in Illinois", University of Illinois. Institute of Natural resource Sustainability. Illinois State Geological Survey. Circular 575, p.19.

Lachaal, F., Mlayah, A., Bédir, M., Tarhouni, J. and Leduc, C. (2012): "Implementation of a 3-D groundwater flow model in a semi-arid region using MODFLOW and GIS tools: The Zéramdine–Béni Hassen Miocene aquifer system (east-central Tunisia)". *Computers & Geosciences*, 48, 187–198.

Latre, M. Á., Álvarez, P., Cantán, Ó., Nogueras, J. and Bañares, J. Á. (2001): "SIGEMCA : Sistema de Información Geológico-Minero Distribuido con capacidad SIG". *Sistemas de Información geográfica: una aproximación desde la ingeniería del software a las bases de datos*. Fundación Dintel. Madrid.

Li, M., Zhang, X., Mao, S. and Liu, Q. (2009): "Study of deep mining safety control decision making system". *Procedia Earth and Planetary Science*, **1**, 1, 377–383.

Malekmohammadi, B., Ramezani Mehrian, M. and Jafari, H. R. (2012): "Site selection for managed aquifer recharge using fuzzy rules: integrating geographical information system (GIS) tools and multi-criteria decision making". *Hydrogeology Journal*, 20, 7, 1393–1405.

Malinowska, A. and Hejmanowski, R. (2010): "Building damage risk assessment on mining terrains in Poland with GIS application". *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 47, 2, 238–245.

Martinez-Estrella, I., Torres, R. J. and Iglesias, E. R. (2005): "A GIS-Based Information System for Moderate- to Low-Temperature Mexican Geothermal Resources". *Proceedings of World Geothermal Congress*. Antalya, Turkey, 24–29.

Masoud, M. H., Schneider, M. and El Osta, M. M. (2013): "Recharge flux to the Nubian Sandstone aquifer and its impact on the present development in southwest Egypt". *Journal of African Earth Sciences*, 85, 115–124.

Méndez, C. A. O., Armenta, M. F. and Silva, G. R. (2011). "Potencial geotérmico de la República Mexicana". *Revista mexicana de geoenergía*, **24**, 1, 50–58.

Nam, Y. and Ooka, R. (2011): "Development of potential map for ground and groundwater heat pump systems and the application to Tokyo". *Energy and Buildings*, **43**, 2-3, 677–685.

Noorollahi, Y., Itoi, R., Fujii, H. and Tanaka, T. (2007): "GIS model for geothermal resource exploration in Akita and Iwate prefectures, northern Japan". *Computers & Geosciences*, **33**, 8, 1008–1021.

Noorollahi, Y., Itoi, R., Fujii, H. and Tanaka, T. (2008): "GIS integration model for geothermal exploration and well siting". *Geothermics*, **37**, 2, 107–131.

Oh, H.-J. and Lee, S. (2010): "Assessment of ground subsidence using GIS and the weights-of-evidence model". *Engineering Geology*, **115**,1-2, 36–48.

Oh, H.-J. and Lee, S. (2011): "Integration of ground subsidence hazard maps of abandoned coal mines in Samcheok, Korea". *International Journal of Coal Geology*, **86**, 1, 58–72.

Ondreka, J., Rüsgen, M. I., Stober, I. and Czurda, K. (2007): "GIS-supported mapping of shallow geothermal potential of representative areas in south-western Germany—Possibilities and limitations". *Renewable Energy*, **32**, 13, 2186–2200.

Pasiakos, G., Moutsika, D., Chalari, A. and Kapageridis, I. (2007): "Design and Visualisation of Underground Workings Using Information from Multiple Sources". proceedings of 11 th ACUUS Conference: Underground Space: Expanding the Frontiers, Athens-Greece, 417–422.

Prol-Ledesma, R. (2000): "Evaluation of the reconnaissance results in geothermal exploration using GIS". *Geothermics*, **29**, 1, 83–103.

Rodríguez Díez, R. (1999): "Subsidencia en la explotación de capas de carbón inclinadas y verticales. Teoría de la múltiple cubeta de hundimiento y modelo de predición mediante funciones de perfil". Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo. Depàrtamento de Explotación de Minas.

Rodríguez, R. and Díaz, M. B. (2009): "Analysis of the utilization of mine galleries as geothermal heat exchangers by means a semi-empirical prediction method". *Renewable Energy*, **34**, 7, 1716–1725.

Salap, S., Karslioglu, M. O. and Demirel, N. (2010): "A GIS-based Management System for Underground Mining Safety: A Practical Approach". LAP LAMBERT Academic Publishing. p.92

Suñer, J. S. I. (2009): "Los Sistemas de Información Geográfica al servicio de la sociedad". *Cuadernos Internacionales pra el desarrollo humano. Tecnología de la Información Geográfica*, 9.

Tomas, R., Herrera, G., Lopez-Sanchez, J. M., Vicente, F., Cuenca, A. and Mallorquí, J. J. (2010): "Study of the land subsidence in Orihuela City (SE Spain) using PSI data: Distribution, evolution and correlation with conditioning and triggering factors". *Engineering Geology*, **115**, 1-2, 105–121.

Tüfekçi, N., Lütfi Süzen, M. and Güleç, N. (2010): "GIS based geothermal potential assessment: A case study from Western Anatolia, Turkey". *Energy*, **35**, 1, 246–261.

Watzlaf, G. R. and Ackman, T. E. (2006): "Underground Mine Water for Heating and Cooling using Geothermal Heat Pump Systems". *Mine Water and the Environment*, **25**, 1, 1–14.

Wycisk, P., Hubert, T., Gossel, W. and Neumann, C. (2009): "High-resolution 3D spatial modelling of complex geological structures for an environmental risk assessment of abundant mining and industrial megasites". *Computers & Geosciences*, **35**, 1, 165–182.

Yenilmez, F., Kuter, N., Emil, M. K. and Aksoy, A. (2011): "Evaluation of pollution levels at an abandoned coal mine site in Turkey with the aid of GIS". *International Journal of Coal Geology*, **86**, 1, 12–19.

Yousefi, H., Noorollahi, Y., Ehara, S., Itoi, R., Yousefi, A., Fujimitsu, Y. and Sasaki, K. (2010): "Developing the geothermal resources map of Iran". *Geothermics*, **39**, 2, 140–151.

Preparación del primer vuelo en vehículo aéreo no tripulado para la medida del perfil vertical de radiación con instrumentación espectral y de banda ancha

Preparation of the first flight of an unmanned aerial vehicle to measure vertical profile of solar radiation using spectral and broadband instrumentation

J. A. Bogeat[(1)] J. M. Vilaplana[(1)] A. Serrano[(2)] M. L. Cancillo[(2)] A. A. Piedehierro[(2)] A. Mesa[(1)] A. Gómez[(1)] M. D. Valenti[(1)] G. Sánchez[(2)] B. De la Morena[(1)]

[(1)]Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial, Mazagón, Huelva, Spain, bogeatspja@inta.es
[(2)]Universidad de Extremadura, Badajoz, Spain

SUMMARY

Unmanned aerial vehicles (UAVs), popularly known as drones, have been extensively used for many years for military and civil applications. In this experiment, a Meggitt BTT-3 Banshee drone has been used for scientific purposes. This drone is made mostly of Kevlar and glass-reinforced plastic and used a rear rotary engine. The flight was held at El Arenosillo, which has a large experience flying this and other types of drones. The success and stable conditions of the flight is, therefore, guaranteed.

The drone can be equipped with instrumentation in a cargo bay capable of carrying more than 10 kilograms of payload. The biggest problem to cope with is the strong acceleration during taking-off. It is also important to pay attention to the energy demand of the instrumentation installed on board. These constraints determine the selection of suitable instrumentation. In our case an array spectroradiometer, specifically a StellarNet Black CXR-50 has been chosen as the main instrument. This CCD spectrometer is installed oriented to the zenith and it measures global solar downward radiation in 2048 different wavelengths between 270 nm and 900 nm. This kind of instrument consists in a CCD sensor and a combination of mirrors diffraction grating and filters. All these pieces have been strongly fixed and reinforced to the structure of the instrument. In addition to this spectroradiometer, four broadband radiometers, covering the ultraviolet UVA and UVB bands, have been also installed on the plane. Thus, two UVA and two UVB sensors oriented upward and downward respectively are installed. Finally, two cameras, one upward and one downward, have been installed in order to provide information about sky condition along the fly.

On this work, a detailed description of the experiment and preliminary results are presented.

1. INTRODUCCIÓN

En los últimos años ha tomado especial relevancia la medida de la irradiancia solar espectral. La aparición de nuevos dispositivos más simples, ligeros y económicos ha permitido la popularización de este tipo de medidas. Anteriormente, para obtener medidas de irradiancia solar espectral, se hacía necesario utilizar instrumentos más sofisticados y caros. Estos instrumentos, a pesar de ser más complejos y delicados, siguen siendo la referencia en este tipo de medidas, especialmente para la determinación de la irradiancia correspondiente a las longitudes de onda más cortas. Los nuevos dispositivos de medida son más robustos y sencillos, pero aún tienen problemas de contaminación de las medidas por *stray light* así como limitaciones en el rango de funcionamiento debidas a la gran diferencia de intensidad que existe entre la radiación visible y la ultravioleta.

La radiación solar se ve afectada a su paso por la atmósfera terrestre. Los distintos gases, aerosoles y las nubes dispersan reflejan y absorben la radiación proveniente del Sol. Esta influencia puede estudiarse de distintas formas y al conocerse permite estimar la cantidad de los distintos constituyentes atmosféricos de una forma rápida y eficiente. Ha sido muy estudiado el efecto que causan los distintos gases y los aerosoles, pero el efecto de las nubes sobre la radiación sigue siendo un tema en el que queda mucho trabajo por hacer.

Las nubes interaccionan con la radiación solar terrestre mediante procesos de absorción y dispersión, así como emiten en función de su temperatura.

Debido a la diversidad de efectos sobre la radiación que causan las nubes y los demás constituyentes de la atmósfera, sería útil conocer la radiación solar que llega a la tierra medida a diferentes alturas. De esta forma se puede analizar el efecto que causa la capa de aire comprendida entre las dos alturas en las que se ha medido la radiación.

Para medir radiación a dos alturas distintas tenemos que situar dos instrumentos de características similares a dos alturas diferentes. Si trabajamos con instrumentos de banda ancha, más robustos y fáciles de instalar, se podría instalar un radiómetro en la parte baja de una montaña y otro más alto sobre la ladera de la misma. Un problema de este tipo de experimentos son las limitaciones propias del terreno. Normalmente las partes altas no son fácilmente accesible y la disponibilidad de energía es limitada. Además, las alturas de trabajo y por consiguiente la diferencia de altura están fijadas por la localización de las estaciones de medida, cuya localización no resulta fácil de escoger.

Por otra parte, los satélites meteorológicos también miden radiación solar, pero en este caso, radiación retrodifundida por la superficie de la tierra, las nubes y la atmósfera. Esta información, combinada con las medidas de radiómetros de referencia sobre la superficie de la tierra permitiría estimar la radiación distribuida que se recibe en la superficie terrestre. De otra forma sería imposible conocer esta información, ya que se necesitaría una red radiométrica en suelo que cubriera todo la superficie del globo terráqueo.

La posibilidad de conocer la radiación solar ascendente y descendente a diferentes alturas es una idea que ha interesado a muchos investigadores, pero que las dificultades técnicas han dificultado poner en práctica. Una primera opción que se plantea es la utilización de aviones comerciales ligeros o avionetas. En este caso las dificultades técnicas residen en que cualquier modificación que se tenga que realizar sobre la estructura o el fuselaje del avión debe ser certificada y homologada. Esto se debe a que, al ser un avión tripulado, las normativas de seguridad son muy estrictas y las perforaciones y soportes necesarios para instalar la instrumentación podrían comprometer la seguridad del vuelo.

Todas estas dificultades se reducen si se utiliza un vehículo aéreo no tripulado UAV (unmaned aerial vehicle). En esta categoría de vehículos, popularmente conocidos como drones,

existen aeronaves que reúnen las características necesarias para medir radiación a diferentes alturas: Ser estables en vuelo, tener un rango de altura de funcionamiento amplio, poseer una capacidad de carga de varios kilogramos y tener la posibilidad de realizar modificaciones sobre la carcasa sin demasiadas restricciones.

2. DESCRIPCIÓN DEL EXPERIMENTO

Dentro de las instalaciones que el Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) tiene en la provincia de Huelva, se encuentran tanto la Estación de Sondeos Atmosféricos (ESAT) como el Centro de Experimentación de "El Arenosillo" (CEDEA). En la ESAT existe un grupo de trabajo centrado en la medida de la radiación solar que, junto al grupo de investigación AIRE (Atmósfera, clIma y Radiación en Extremadura) de la Universidad de Extremadura, trabaja en un proyecto de investigación para estudiar la radiación solar ultravioleta en el suroeste de España y los efectos de la nubosidad sobre la radiación solar. Fruto de la colaboración entre estos tres equipos de trabajo se planteó la realización de un experimento para medir irradiancia solar espectral a distintas alturas usando un drone.

El experimento se ha diseñado para hacer vuelos en los que el aeroplano sobrevuele la misma zona a distintas alturas. La zona sobre la que volará es, por razones de seguridad, el mar frente a la costa de Mazagón, en Huelva. Ésta zona se despeja de embarcaciones para la realización de ensayos y se encuentra alejada de los núcleos de población. La planificación del experimento se ha hecho teniendo en cuenta la autonomía del drone y los tiempos necesarios para entrar en la zona de seguridad y para cambiar de altura y estabilizarse. En principio se ha planteado la experiencia para que el aeroplano vuele a 13 alturas diferentes comprendidas entre los 500 y los 4200 metros de altitud sobre el nivel del mar. Se procurará que el drone vuele de forma estable al menos durante 2 minutos en cada una de las 13 alturas de trabajo para tener un número suficiente de medidas. En cada una de las alturas se realizarán dos tramos rectos de un minuto cada uno. Entre ellos se realizará un giro plano, sin variar la altura, y tras la realización del segundo tramo recto se realizará un giro en el que se subirá al siguiente nivel de altura, 300 metros por encima, y de esta forma se completará el ciclo que permitirá sobrevolar exactamente la misma zona en todas las alturas.

Este vuelo es el primero de su clase y con el objeto de poder comprobar con mayor seguridad que las mediciones realizadas son correctas y verificar el buen funcionamiento de los equipos, se ha realizado este primer vuelo en condiciones de cielo completamente despejado.

En el momento de la escritura del abstract, el primer vuelo no había sido realizado, pero finalmente tuvo lugar el 25 de Noviembre de 2013. Aunque no es el objetivo de este trabajo, cabe destacar que el vuelo fue realizado con éxito. Los detalles del vuelo y el análisis de los resultados científicos se realizará en posteriores trabajos.

3. AERONAVE

Para la realización de este experimento se ha utilizado un vehículo aéreo no tripulado. Concretamente se ha usado un Banshee BTT-3 fabricado por Meggitt Defence Systems. Existía la posibilidad de elegir entre varios drones distintos, pero se decidió usar el Banshee BTT-3 en base a que sus características eran las que mejor se ajustaban a las necesidades del experimento.

La característica más importante que debe tener el drone es la estabilidad en vuelo. Las vibraciones deben ser mínimas y tiene que ser capaz de mantener altura, horizontalidad y velocidad con facilidad. Además, el drone debe ser capaz de volar en un rango amplio de alturas sobre el nivel del mar.

Otra característica importante es la capacidad de carga. La aeronave debe disponer de espacio suficiente para albergar los radiómetros y el equipamiento necesario para su correcto funcionamiento. Además de disponer de espacio, debe poder transportar el peso adicional que aporta la instrumentación, que es de unos 5 Kg.

El modelo de drone elegido, es el que mejor se ajustaba a todas estas especificaciones. El Banshee BTT-3 es muy estable y al ser un modelo propulsado por hélice su velocidad no es demasiado alta. Si se circula a unos 70 m/s el avión es suficientemente estable y mantiene la altura perfectamente. Respecto a la altura máxima de vuelo no tiene problema, ya que puede volar hasta a 7000 metros de altura sobre el nivel del mar. Otros drones disponibles para el experimento estaban propulsados por turbinas y además de tener una velocidad de crucero más alta, mostraban mayores vibraciones en vuelo y no eran tan estables como el modelo de Meggitt.

Respecto a la capacidad de carga, todos los drones disponibles tenían suficiente capacidad de carga para soportar la instrumentación, pero el Banshee BTT-3 disponía de un hueco más ancho que permitiría un mejor ajuste de los equipos al fuselaje.

Es importante destacar que todos estos drones son lanzados mediante una rampa de lanzamiento neumática que provoca una aceleración hasta 10 veces superior a la aceleración de la gravedad. Por otro lado, para efectuar el aterrizaje, la aeronave despliega un paracaídas que minimiza los riesgos y los daños causados al tomar tierra.

4. INSTRUMENTACIÓN

Los equipos montados en el avión han sido elegidos cuidadosamente. Es necesario tener en cuenta las características de la aeronave y del vuelo a realizar a la hora de escoger la instrumentación. Para cumplir con los objetivos científicos se ha buscado un espectrorradiómetro, varios radiómetros de banda ancha en el ultravioleta y dos cámaras de video.

La elección de un espectrorradiómetro no es tarea fácil Galleano (2012), Romero (2011). El instrumento finalmente escogido fue el modelo Black Comet de StellarNet. Este instrumento está basado en un CCD de 2048 píxeles que permite medir radiación espectral de entre 270 nm y 900 nm de longitud de onda. La óptica de entrada es un difusor de teflón que transmite la luz recibida al instrumento mediante una fibra óptica. Esto permite que el difusor se pueda colocar en la parte superior de la carcasa del avión y medir de esta forma la irradiancia espectral global descendente durante el vuelo. Este tipo de espectrorradiómetro se caracteriza por no tener partes móviles, lo que hace que sea especialmente adecuado para el vuelo al minimizarse los riesgos de averías durante la fuerte aceleración del despegue. El modelo de StellarNet consume muy poca energía, pero no es autónomo, necesita un ordenador que realice la adquisición de los datos y le suministre la energía vía conexión USB.

Para la elección del ordenador necesario para gestionar el espectrorradiómetro existen muchas opciones en el mercado. Se ha decidido adquirir uno de tipo embebido modelo AMOS-3001 fabricado por Via Technologies. Este dispositivo tiene procesador de bajo consumo Via Nano de 1.2 GHz, 2 GB de memoria RAM y 64 GB de disco duro de estado sólido (SSD). La carcasa del mismo es metálica y además de ser estructuralmente muy resistente, hace las funciones de disipador de calor. Al igual que el espectrorradiómetro, este dispositivo no tiene ventiladores ni partes móviles. El sistema operativo es Windows XP y el software de adquisición de datos ha sido desarrollado en LabVIEW.

Los radiómetros de banda ancha que se han escogido para el experimento son los modelos UVA-BTA y UVB-BTA de Vernier Software & Technology. El primero de ellos mide irradiancia integrada en el rango ultravioleta A, es decir, entre 320 nm y 400 nm. El segundo modelo mide irradiancia Ultravioleta B, es decir, entre 290nm y 320 nm. El diseño de estos instrumentos es muy robusto y compacto, lo que los hace adecuados a las necesidades del experimento. Al igual que el espectrorradiómetro CCD, estos radiómetros no son autónomos, necesitan un sistema de adquisición. Al ser dispositivos analógicos, hemos usado el adquisidor LabQuest de Vernier Software & Technology, que está especialmente diseñado para trabajar con este tipo de sensores. Este dispositivo tiene un sensor de temperatura interno y una batería propia que le proporciona una autonomía superior a las 8 horas con 4 sensores conectados. De esta forma se instalaron sobre el avión un sensor UVA y otro UVB orientados hacia arriba para

medir la irradiancia solar global descendente, y otro sensor UVA y otro UVB orientados hacia abajo para captar la irradiancia solar global ascendente.

Para conocer la situación del cielo o de la superficie sobre la que se mediría la irradiancia, se han instalado dos cámaras, una mirando hacia arriba y otra mirando hacia abajo. Para ello han sido adquiridas dos cámaras Unotec CamCar2-HD. Estas cámaras están diseñadas para su uso en vehículos a motor y tienen una capacidad de almacenamiento variable gracias al uso de tarjetas de memoria tipo SD. En el caso de este experimento se instalaron tarjetas de 16GB que proporcionan una grabación continua de más de 8 horas de video. Otra característica importante es que comienzan la grabación de forma automática al conectarlas a la alimentación, por lo que se facilita la puesta en marcha en los instantes antes del despegue. Además, la hora y la fecha aparecen impresas en la imagen capturada, permitiendo de este modo la correcta sincronización entre las medidas de irradiancia y las imágenes tomadas por las cámaras.

Para la alimentación del ordenador embebido, y las cámaras se utiliza una batería de litio de 12V y 12Ah de capacidad que proporciona una autonomía de funcionamiento de más de 4 horas. Se escogió una batería de litio debido a que, a igualdad de características, pesa la tercera parte que una batería de plomo.

5. MONTAJE

La instrumentación a bordo del drone, además de resistir por sí misma las condiciones del vuelo, debe asegurarse a la estructura del avión. En este proceso es importante centrar bien el peso respecto al eje longitudinal de la aeronave para evitar posibles vibraciones en vuelo y sujetar bien todos los elementos dentro de la bahía de carga para que no se produzcan daños en los equipos.

Para sujetar los elementos más grandes y pesados, que son el ordenador, el espectrorradiómetro de CCD, la batería de litio y el adquisidor de datos de vernier, se atornillaron a la estructura del avión dos placas de acero de 3 mm de grosor. En una de estas placas se instaló el ordenador embebido y el cuerpo principal del espectrorradiómetro con ayuda de unos soportes de aluminio diseñados especialmente para este fin. Del mismo modo se sujetaron la batería y el datalogger de Vernier a la otra placa.

Los sensores de UVA y UVB Vernier, así como las cámaras, se instalaron en la ojiva del avión. Estos elementos tienen todos una parte que debe ir fuera del drone, de forma que sobre la ojiva se realizaron los orificios necesarios para ello. Para la sujeción de los sensores y de las cámaras en el interior de la ojiva se utilizaron soportes metálicos en forma de "L" de modo que un lateral del soporte iba sujeto al sensor o a la cámara y el otro lado del soporte iba fijado a la estructura de la ojiva mediante remaches.

El difusor de teflón del espectrorradiómetro se instaló en la parte superior del fuselaje y, tanto con este elemento como con los sensores ultravioleta y las cámaras, se tuvo especial cuidado con la nivelación. Para ello se colocó el drone en el laboratorio de montaje con la misma inclinación que tendría en vuelo.

Los cables de conexionado y alimentación, así como la fibra óptica del espectrorradiómetro se sujetaron a la estructura interna de la aeronave para evitar posibles problemas en las fases de aceleración. Del mismo modo, todas los conectores se aseguraron con pegamento para evitar se produjera alguna desconexión durante el vuelo.

Todas las juntas que han quedado, fruto de los orificios que se han practicado en el fuselaje para sacar los sensores al exterior del avión, han sido selladas convenientemente, así como las uniones de las distintas piezas del fuselaje.

6. CONCLUSIONES

Tras la realización del vuelo, el resultado de la preparación es satisfactorio. A pesar de la fuerte aceleración del despegue y de que, por un problema de motor, el aterrizaje fue un poco accidentado, todos los instrumentos a bordo del drone funcionaron perfectamente. Además, el montaje se ha hecho de forma que puedan realizarse varios vuelos sin tener que efectuar cambios importantes en el alojamiento de la instrumentación.

Existen mejoras que podrían llevarse a acabo, como, por ejemplo, la incorporación de un segundo espectrorradiómetro CCD que complemente al que se encuentra instalado y que mediría la irradiancia espectral global ascendente. Tras el primer vuelo esperimental, se está estudiando la conveniencia y viabilidad de instalar éste u otros instrumentos adicionales en próximos vuelos.

7. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por el Proyecto Coordinado CGL2011-29921-C02 (subproyectos 01 y 02) del Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España. Así mismo, no hubiera sido posible sin el apoyo y la participación del Área de Aviones Blanco del INTA.

8. REFERENCIAS

Galleano, R., W. Zaaiman, P. Morabito, A. Minuto, A. Spena et al. (2012): "Intercomparison of spectroradiometers for solar spectral irradiance measurements. Preliminary results". *American Institute of Physics Conference Proceedings*, **1477**, 139.

Romero, F., Urquidi, O., Ormachea, O., Abrahamse, A., Pearce, J., Andrews, R., & de Vuono, M. (2011). "Desarrollo de un sistema de monitoreo de radiación solar basado en un espectrorradiómetro de amplio espectro". *Investigacion & Desarrollo*, **11**, 73-84.

viStaMPS: Aplicação Informática para Processamento, Manipulação e Visualização de Séries Temporais de imagens SAR

viStaMPS:Tool for processing, manipulation and visualization of time series SAR images

Pedro Guimarães[1,2], Glória Patrício[3,4], Joaquim J. Sousa[2,5], António Sousa[2,6], Antonio Ruiz[7,8], Luís Magalhães[2,6] e Luísa Bastos[4]

[1] Departamento de Física, Instituto Politécnico do Porto, Instituto Superior de Engenharia do Porto, Rua Dr Antonio Bernardino de Almeida, 431, 4200-072 Porto, Portugal, psg@isep.ipp.pt
[2] Departamento de Engenharias, Escola de Ciências e Tecnologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Apartado 1013, 5001-801 Vila Real, Portugal, jjsousa@utad.pt
[3] Instituto Politécnico da Guarda, Av. Dr. Francisco Sá Carneiro nº50, 6300-559 Guarda, Portugal, gpatricio@ipg.pt
[4] Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Portugal
[5] Centro de Geologia da Universidade do Porto, Universidade do Porto, Rua do Campo Alegre, 697, 4169-007 Porto, Portugal
[6] INESC TEC, Campus da FEUP, Rua Dr. Roberto Frias, 378, 4200 - 465 Porto, Portugal
[7] Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, Edificio A3, 23071 Jaén, Spain
[8] Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra CEACTierra, Universidad de Jaén, Spain

SUMMARY

In the last decade, Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR) has become operational as a technique that allows remote detection of deformation at the Earth's surface. Using analysis of time series SAR images has been possible to extend the scope of InSAR and at the same time, drastically lowering the rate minimum detectable displacement. Stanford Method for Persistent Scatterers(StaMPS) is based on the processing of multi-temporal SAR data is used widely used, especially by academic institutions and research groups. The reasons for the success of the spread of this method relate, essentially, with two factors: (1) reliability has been proven through its application in various scenarios and (2) be freely distributed for scientific and / or academic.
There are, however, some aspects that complicate the interpretation of results: the whole processing chain StaMPS philosophy is based on a command prompt which could create difficulties for users not familiar with specific programming languages. Moreover, several visualization tasks are not implemented in StaMPS, requiring each user to have to develop specific applications to view and interpret the results of processing. In this paper, we present viStaMPS, a new visual application developed to enhance the visualization, manipulation and exportation of StaMPS results. This graphical user interface, in addition to the various functionalities, does not require any knowledge of programming languages

1. INTRODUÇÃO

A interferometria Radar de Abertura Sintética (InSAR) permite a deteção de deslocamentos da superfície terrestre e, desde o final do século XX, tem vindo a aumentar o seu campo de aplicações. É uma síntese da técnica SAR (*Synthetic Aperture Radar*) e da técnica de interferometria.

Esta técnica utiliza um radar de abertura sintética (SAR) para recolha de dados que apresenta como vantagem o facto de poder operar durante dia e noite e, sobre uma grande variabilidade de condições atmosféricas.

A InSAR recorre à interação dos sinais eletromagnéticos refletidos pela superfície a partir de duas aquisições espaciais. Estas duas imagens são processadas de forma a criar um interferograma para medir distâncias precisas entre a posição do sensor e o terreno, com a finalidade de, por exemplo, derivar a topografia e detetar mudanças subtis de elevação no terreno (Lu et al., 2007).

Esta técnica já deu provas da sua aplicabilidade e fiabilidade no estudo de vários tipos de deformação, mais precisamente, na análise de fenómenos sísmicos (Massonet et al., 1993, 1995), estudo de vulcões (Massonnet et al., 1995; Lu et al., 1997; Hooper et al., 2007; Hole et al., 2006), deteção e monitorização de subsidências (Gabriel et al., 1989; Amelung et al., 1999; Ferretti et al., 1999; Colesanti et al., 2005), análise de deslizamentos de terras (Fruneau, 1996; Colesanti et al., 2003; Farina et al., 2006; Ferretti et al., 2005), movimento de glaciares (Goldstein et al., 1993), correntes dos oceanos e obtenção de mapas do atraso atmosférico (Hanssen, 2001).

A utilização das técnicas InSAR para detetar e monitorizar medidas de deformação apresenta inúmeras vantagens sobre os métodos clássicos (por exemplo, GPS e nivelamento). Em primeiro lugar as medições interferométricas abrangem uma grande e contínua cobertura da área estudada a um custo relativamente baixo, em contraste com a observação discreta e pontual das medidas instrumentais de precisão com uma densidade relativamente menor.

No entanto devido a alterações, com o tempo, das propriedades de dispersão da superfície da terra e diferenças significativas nos ângulos de visada limitam a aplicabilidade da técnica.

Nas áreas onde as medidas são possíveis, ao sinal do deslocamento do solo é adicionado ruído devido à variação de propriedades atmosféricas, à imprecisão das órbitas dos satélites e à contribuição do resíduo topográfico derivado do erro no Modelo digital de Terreno. Cada ponto no interferograma contém então, para além do deslocamento, um conjunto de outros termos (Hooper et al., 2007) que são inerentes à aquisição de duas imagens separadas quer temporalmente quer espacialmente.

2. SÉRIES TEMPORAIS InSAR

No final de 1990 percebeu-se que alguns alvos radar mantêm as características de retroespalhamento estáveis por um período de meses ou anos (Usai, 1997; Usai e Hanssen, 1997) e, as informações de fase desses alvos estáveis podem ser utilizadas para o estabelecimento de séries temporais longas de imagens SAR aproveitando um arquivo de imagens SAR em vigor desde 1991 (ERS-1). Isto levou ao desenvolvimento de metodologias de Séries

temporais de Interferometria SAR (*Multi-Temporal InSAR* ou MTI).

Atualmente, existem duas categorias de algoritmos MTI: Espalhadores Persistentes (*Persistent Scatterer* ou PS) e de Linha de Base Pequena (*Small BASeline* ou SBAS).

Cada um dos dois métodos é projetado para um tipo específico de mecanismo de espalhamento. O grau de descorrelação dentro de um *pixel* depende da distribuição dos espalhadores no terreno que contribuem para esse *pixel*.

Se o elemento de resolução é composto por um único ponto espalhador (Fig. 1a), o sinal recebido indica uma variação muito pequena com o tempo (círculos vermelhos Fig. 1d)

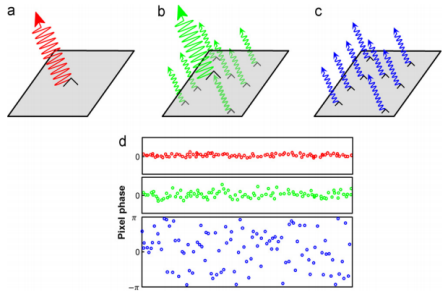


Figura 1*- Modelos de mecanismo de espalhamento na resolução de um elemento. Adaptado de Hooper 2006.** ***(Scattering mechanism model for SAR resolution element. Adapted from Hooper, 2006)

Se, por outro lado, um dos dispersores no elemento de resolução é mais brilhante do que os outros (Fig. 1b), o sinal recebido é estável (círculos verdes na fig. 1d), e o movimento do espalhador dominante pode ser determinado a partir da fase do interferograma. Os algoritmos PS foram desenvolvidos para tratar problemas relacionados com a identificação de espalhadores persistentes cuja fase é levemente afetada por fenómenos de descorrelação e que possua uma relação sinal/ruído bastante favorável. São exemplos os algoritmos desenvolvidos por Ferretti et al.(2000), Kampes (2005), Hooper et al. (2004) e Van der Kooij et al. (2006).

Finalmente, se todos os dispersores num elemento de resolução refletirem de igual forma (Fig. 1c), as realizações de fase interferométrica tem uma distribuição aleatória (círculos azuis na Fig. 1d).

Esta é a base dos algoritmos de SBAS (Berardino et al., 2002) cujo objetivo é detetar os *pixels* cuja fase tem uma descorrelação pequena em intervalos de tempo pequenos.

3. StaMPS-MTI

A importância que estão a ganhar as metodologias de interferometria como ferramentas de monitorização de deformações é refletida quer no número de pacotes de *software* disponíveis desenvolvidos, quer no aumento do número de missões de satélites SAR dedicados nos últimos anos. Existe certamente um número indeterminado de *software* não comercial pois cada vez mais grupos de investigação estão a trabalhar nesta área, utilizando os seus próprios pacotes de (Sousa et al., 2013(b)).

Vale pena mencionar a existência de três pacotes de *software* livre com avançadas implementações de interferometria: StaMPS-MTI (Hooper, 2008), DePSI (Ketelaar, 2008), e SARPROZ (Persissin et al., 2011). O primeiro é de distribuição livre para fins científicos e, devido principalmente à sua confiabilidade comprovada entre a comunidade científica é amplamente utilizado para a monitorização de deformação de solos.

O *método Stanford Method for Persistent Scatterers* (StaMPS) (Hooper et al., 2004; Hooper et al., 2007), foi desenvolvido inicialmente para a técnica de Espalhadores Persistentes (PS) e, posteriormente estendido para incluir ao método de Linha de Base Pequena (SBAS) (Hooper, 2008). Atualmente, StaMPS-MTI combina estes dois algoritmos (PS e SBAS) (Hooper, 2010).

Persistem, no entanto, alguns aspetos que dificultam a interpretação dos resultados: toda a cadeia de processamento StaMPS assenta numa filosofia de linha de comandos o que poderá criar dificuldades aos utilizadores menos familiarizados com linguagens de programação específicas. Acresce, ainda, o facto de várias tarefas de visualização não estarem implementadas no StaMPS, obrigando a que cada utilizador tenha de desenvolver aplicações específicas para visualizar e interpretar os resultados do processamento.

4. ViSTAMPS

ViStaMPS (visual StaMPS) é um nova aplicação desenvolvida para melhorar a visualização, manipulação e exportação de dados resultantes do processamento StaMPS. A aplicação desenvolvida foi programada em MATLAB® através de criação de uma interface gráfica com o utilizador (GUI) e não é necessário qualquer conhecimento de programação para executá-la. É uma ferramenta bastante versátil pois permite de uma forma simples a geração de mapas desejados bem como a alteração de parâmetros facilmente localizáveis. Além disso, uma vez que é escrito em MATLAB® , permite aos utilizadores a oportunidade de aceder aos dados de forma muito fácil e fazer as suas próprias modificações.

A primeira versão do viStaMPS apareceu em 2012 (Sousa et al., 2013) e desde aí, para além de uma melhoria do código, um conjunto de novas funcionalidades têm sido acrescentadas.

A última versão encontra-se disponível para *download* em http://vistamps.utad.pt e encontra-se dividida em quatro áreas principais mostradas na figura 2: (A) *Data Processing*, (B) *Export GIS/GE,* (C) *Plots* e (D) *Output*.

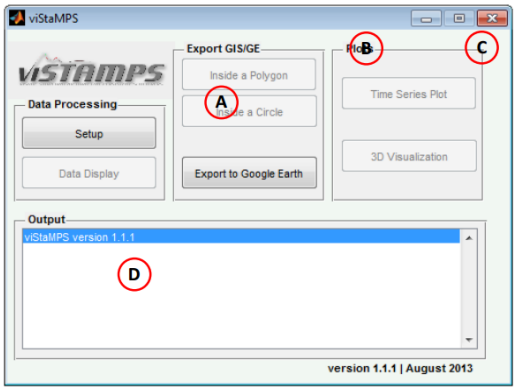


Figura 2*- Janela principal viStaMPS.** ***(viStaMPS main Window.)

Cada uma destas áreas possui componentes gráficos facilmente identificáveis usados para, selecionar ficheiros e diretorias, alertar para a ocorrência de erros ou condições não satisfeitas, obter parâmetros do utilizador e informar sobre o progresso do processamento. Como o processamento, no viStaMPS, é sequencial dependendo das seleções feitas as áreas tornam-se ativas ao longo do tempo.

4.1. Visualização de mapas de deformação e interferogramas

Uma das funcionalidades do viStaMPS é a sua capacidade de ler dados a partir da diretoria de processamento do StaMPS (normalmente pasta master_date INSAR_) e apresentá-los de maneiras diferentes, de acordo com os parâmetros definidos pelo utilizador.

Na figura 3 é apresentada a janela que permite carregar os dados, provenientes do processamento StaMPS, através da seleção da diretoria de trabalho pretendida. São igualmente apresentadas algumas das opções de parametrização disponíveis tais como tipo de órbita do conjunto de imagens, fator de escala, etc.

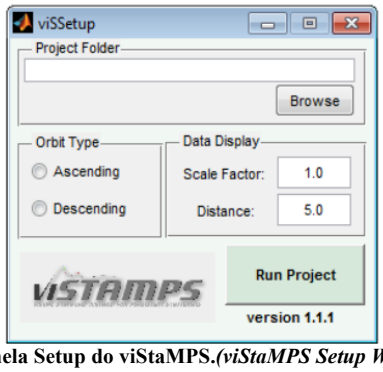


Figura 3*- Janela Setup do viStaMPS.*(viStaMPS Setup Window.)

O viStaMPS inclui a possibilidade de visualizar todos os pontos detetados pelo StaMPS com ou sem os efeitos da órbita, da atmosfera e do Modelo Digital do Terreno. Permite igualmente filtrar esses pontos em função da coerência, variando entre um mínimo de 0 e um máximo de 1 (Hanssen, 2001), e ajustar taxas de deformação (valor mínimo e máximo) para o conjunto de dados SAR selecionados. A figura 4 apresenta algumas dessas opções disponíveis utilizadas quer para a obtenção do mapa de deformação quer para a geração da Séries Temporais de Interferogramas.

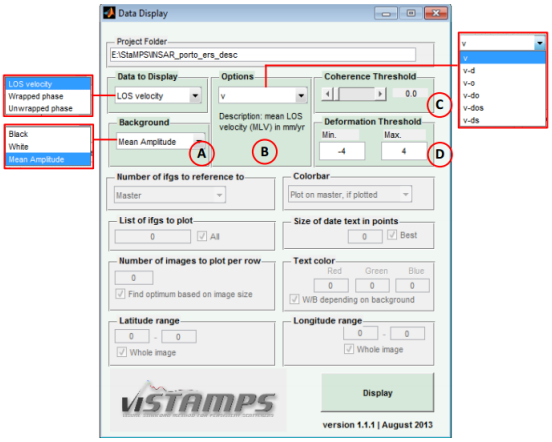


Figura 4*- Data Display do viStaMPS e as opções disponíveis para o fundo e filtragem. *(Data Display window and available options for Background and options filters.)

A figura 5 mostra um mapa de velocidade média de deformação anual, para um valor de coerência de 0,6 e taxa de deformação entre os -3 e 3 mm/ano.

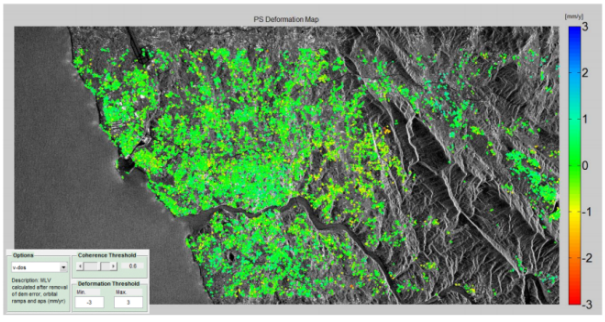


Figura 5*- Mapa de deformação obtido no viStaMPS. *(Deformation map obtained in viStaMPS).

Com o viStaMPS o utilizador tem igualmente a possibilidade de analisar uma série temporal, quer do enrolamento, quer do desenrolamento de fase dos interferogramas, bem como a possibilidade de usar todos os filtros disponíveis (Figuras 6 e 7)

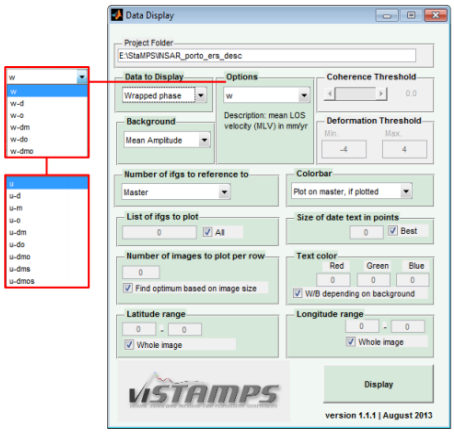


Figura 6*- Janela Data Display para fase enrolada e desenrolada.*(Data Display window for wrapped phase).

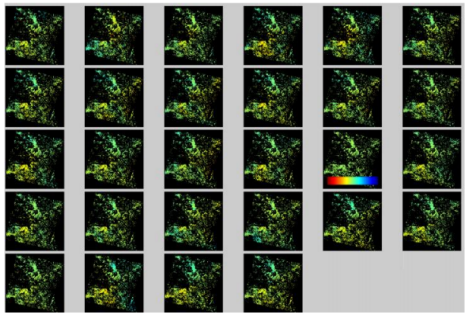


Figura 7*- Interferogramas desenrolados sobre fundo preto *(Unwrapped interferograms over a black background).

4.2. Exportação SIG / GE

A última versão do StaMPS (versão 3.2.1) permite apenas exportar todos os pontos relativos a toda a área processada, executando para tal vários comandos/scripts em cadeia. No viStaMPS, esta tarefa pode ser executada pressionando simplesmente um botão.

As informações georreferenciadas 2D e 3D dos pontos podem ser exportadas para Sistemas de Informação geográfica (Quantum GIS , ArcGIS , etc) ou, por exemplo, usados na criação de mapas com campos de dados diferentes (velocidade média, o deslocamento cumulativo, etc) para a interpretação da deformação do solo .

Outra melhoria significativa, em comparação com as opções do StaMPS, é a possibilidade de processar toda a área ou apenas uma pequena região definida através do desenho de um polígono ou circulo conforme se pode ver na figura 8. Um exemplo da estrutura de ficheiro *.txt* gerado pela execução desta operação é igualmente mostrado na figura 8. Este ficheiro contém apenas os pontos das áreas de interesse selecionados.

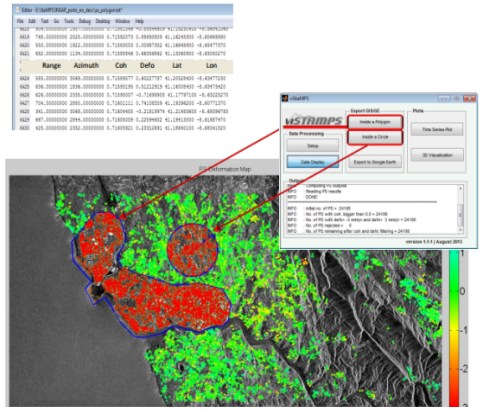


Figura 8- Exemplo de exportação da informação de pontos, dentro de um polígono ou de um círculo. (*Example of exportation of point information, inside a polygon or a circle .*)

Outra funcionalidade implementada no viStaMPS é a possibilidade de exportar os pontos, do mapa de deformações, para o Google Earth. Para tal é gerado um ficheiro em formato *.KML* que possui uma estrutura baseada em *XML* e é interpretado pelo Google Earth mostrando os pontos nas suas posições geográficas ajudando o utilizador a interpretar os dados corretamente. Este processo e o respetivo resultado é ilustrado na figura 9.

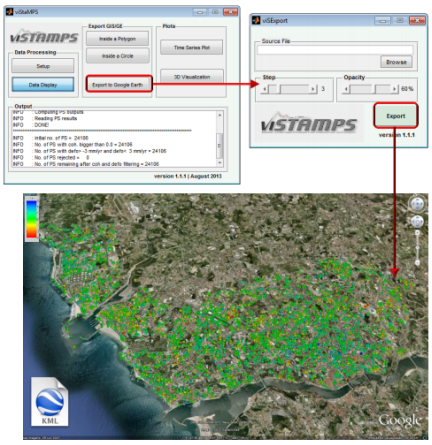


***Figura 9*- Exemplo de uma imagem do Google Earth com os pontos exportados.**
(Examples of Google Earth image with the points exported.)

Isto representa, novamente, um progresso significativo comparado com as opções do StaMPS, porque agora é possível exportar um qualquer conjunto de pontos de acordo com diferentes valores de *threshold* (deformação, coerência, etc.). Enquanto, no StaMPS estamos limitados à exportação de todos os pontos da área processada, no viStaMPS podemos definir uma área menor em conjugação com a aplicação de diferentes filtros para a exportação dos pontos desejados.

4.3. Visualização de series temporais

A análise gráfica de séries temporais é outra das funcionalidades interessantes que auxilia o utilizador na análise e interpretação dos resultados, uma vez que descreve a evolução do deslocamento ao longo de todo o período analisado. Esta informação não pode ser extraída apenas da análise da velocidade média, deslocamento cumulativo ou campo médio de aceleração. Para cada ponto identificado na análise proveniente do StaMPS, é fornecido uma série temporal de deslocamento como se mostra na Figura 10.

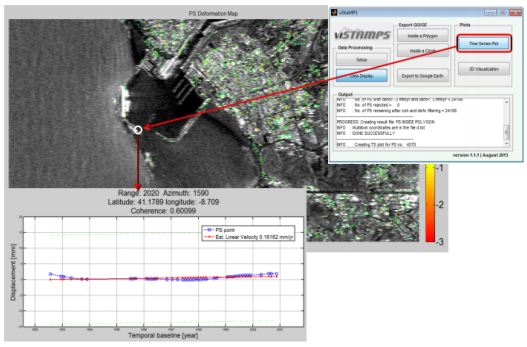


***Figura 10*- Exemplo da análise temporal de um espalhador permanente (PS).**
(Example of a analysis time series for a PS).

Na série temporal, cada ponto, corresponde a uma única aquisição de satélite, sendo possível identificar não linearidades no movimento, tendências sazonais, aceleração do solo, etc…

Os pontos resultantes, utilizados para traçar o mapa de deformação, refletem os parâmetros utilizados previamente. No viStaMPS para gerar graficamente uma série temporal, basta escolher um ponto PS a partir do mapa de deformação.

4.4. Visualização 3D

A capacidade da técnica InSAR para monitorizar o movimento do solo de uma ampla área em intervalos regulares é útil para a compreensão da resposta da superfície às instabilidades do solo e da atividade da Terra, fornecendo dados para a avaliação de modelos de risco.

Os resultados provenientes da análise do StaMPS são um conjunto de pontos medidos discreto de uma superfície, cada um dos quais com um deslocamento temporal associado.

Estes dados podem ser apresentados, quer separadamente sobre um mapa ou através da interpolação dos mesmos criando uma perspectiva 3D da deformação da superfície (Figura 11).

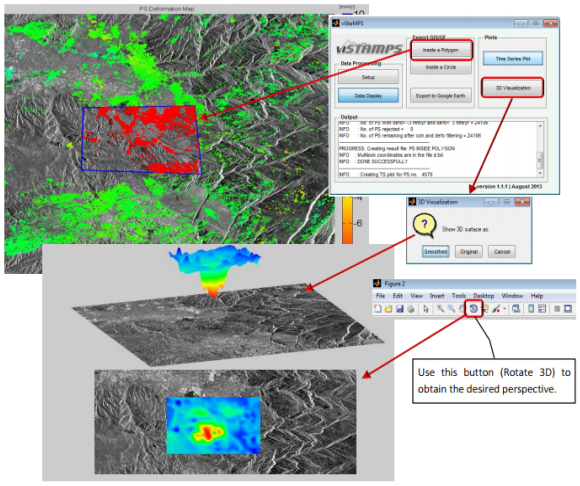


***Figura 11*- Exemplo de um mapa de deformação 3D**
(Example of a 3D deformation plots.)

5. CONCLUSÕES E TRABALHO FUTURO

Neste artigo foi apresentado o *software* viStaMPS, uma ferramenta de investigação de código aberto para visualização, exportação e manipulação de resultados proveniente do StaMPS-MTI estando continuamente em desenvolvimento.

Esta ferramenta integra novas funcionalidades, que em conjunto com vários scripts do StaMPS permite a geração de mapas desejados numa interface amigável.

O desenvolvimento futuro do viStaMPS inclui a melhoria do código/interface, a realização de testes de funcionalidade e, por último, a capacidade de gerar vídeos com diferentes cenários na área processado antecipando futuras deformações/consequências.

Atualmente, o viStaMPS é apenas um módulo dedicado para a visualização e exportação de dados PS, contando numa próxima versão incluir os mesmos recursos para SBAS.

Implementar a cadeia completa de processamento StaMPS e incluir a técnica QPS (*Quasi Persistent Scatterers*) de Perissin e Wang (2012) com a finalidade de aumentar a densidade de pontos ,serão os desafios para um futuro próximo.

O objetivo final é então fornecer uma versão do viStaMPS com diferentes opções para combinar uma longa série de dados, e dar ao utilizador a oportunidade de escolher qual o conjunto de interferogramas que quer processar e com quais as técnicas que quer utilizar (PS, SBAS, QPS ou combinadas).

6. REFERÊNCIAS

Amelung F., D.L. Galloway, J.W. Bell, H.A. Zebker, R.J. Laczniak, (1999) "Sensing the ups and downs of Las Vegas: InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation", *Geology*, vol. 27, no. 6, pp. 483-486.

Berardino P., G. Fornaro, R. Lanari, E. Sansosti, (2002) "A new algorithm for surfasse deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 40, no. 11, pp. 23752383.

Colesanti C., A. Ferretti, C. Prati and F. Rocca, (2003) "Monitoring landslides and tectonic motion with the Permanent Scatterers technique", *Engineering Geology* 68/1–2, pp. 3–14.

Colesanti C., S. Le Mouelic, M. Bennani, C. Carnec and A. Ferreti, (2005) "Detection of mining related ground instabilities using the Permanent Scatterers technique—a case study in the east of France", *International Journal of Remote Sensing* 26 , (1), pp. 201–207.

Farina P., D. Colombo, A. Fumagalli, F. Marks, S. Moretti, (2006) "Permanent Scatterers for landslide investigations: outcomes from the ESA-SLAM project", *Engineering Geology*, 88, pp. 200-217.

Ferretti A., C. Prati, F. Rocca, (1999) "Permanent scatterers in SAR interferometry," *Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 1999)*, Hamburg (Germany), Vol. 3, pp. 1528–1530.

Ferretti A., C. Prati, F. Rocca, (2000) "Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 38, nº5, pp. 2202-2212.

Ferretti A., C. Prati, F. Rocca, N. Casagli, P. Farina, B. Young, (2005) "Permanent Scatterers technology: a powerful state of the art tool for historic and future monitoring of landslides and other terrain instability phenomena", *Proc. of 2005 International Conference on Landslide Risk Management*, Vancouver, Canada, pp. 1–9.

Fruneau B., J. Achache, C. Delacourt, (1996) "Observation and modeling of the SaintEtienne-de-Tinee landslide using SAR interferometry". *Tectophysics* 265, pp. 181–190.

Gabriel A.K., R.M. Goldstein, H.A. Zebker, (1989) "Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry", *Journal of Geophysical Research*, 94, pp. 9183-9191

Goldstein R. M., H. Engelhardt, B. Kamb, R. M. Frolich, (1993) "Satellite Radar Interferometry for Monitoring Ice Sheet Motion: Application to an Antarctic Ice Stream". *Science* 262, pp. 1525-1530.

Hanssen R.F., (2001) "Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis", Vol.2, *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, the Netherlands, 308 pp. ISBN: 0-7923-6945-9.

Hole J., A. Hooper, G. Wadge, N. Stevens (2006), "Measuring contemporary deformation in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand using SAR interferometry", *Proceedings FRINGE Workshop*, Frascati, 2005.

Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., Kampes, B., (2004): "A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers". *Geophysical Research Letters* 31, L23611.

Hooper, A., Segall, P. and Zebker, H. (2007): "Persistent Scatterer InSAR for Crustal Deformation Analysis, with Application to Volcán Alcedo, Galápagos". *Journal of Geophysical Research*, DOI:10.1029/2006JB004763, 2007.

Hooper, A., (2008): "A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches". *Geophysical Research Letters* 35, L16302.

Hooper, A., (2010). "A Statistical-Cost Approach to Unwrapping the Phase of Insar Time Series". European *Space Agency*, (Special Publication), ESA SP-677 (2010).

Kampes, B., (2005). "Displacement Parameter Estimation Using Permanent Scatterer Interferometry." *Ph.D. Dissertation,* Delft University of Technology, Delft, The Netherlands

Lu Z., R. Fatland, M. Weiss, S. Li, J. Eichelberger, K. Dean, J. Freymueller, (1997) "Deformation of new trident volcano measured by ERS-1 SAR interferometry, Katmai National Park", *Geophys. Res. Lett.,* 24, pp. 695 – 698.

Lu Z., O. Kwoun, R. Rykhus, (2007) "Interferometric synthetic aperture radar (InSAR): its past, present and future", *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Vol 73, No. 3, 217-221.

Massonnet D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl, T. Rabbaute, (1993) "The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry", *Nature*, 364, pp. 138-142.

Massonnet D., P. Briole, A. Arnaud, (1995) "Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry", *Nature*, Vol. 375, pp. 567-570.

Perissin D. & Wang T. (2012). "Repeat-Pass SAR Interferometry With Partially Coherent Targets", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(1): 271-280.

Sousa, J. J., Magalhães, L. G., Ruiz, A. M., Sousa, A. M. R ,and Cardoso, G.(2013): "The viStaMPS tool for visualization and manipulation of time series interferometric results, series interferometric results", *Comput. Geosci*., 52, 409–421, doi:10.1016/j.cageo.2012.11.012.

Usai, S. (1997). "The use of man-made features for long time scale INSAR." *Geoscience and Remote Sensing, 1997.IGARSS '97. Remote sensing —A scientific vision for sustainable development, 1997*. IEEE International, 4. (pp. 1542–1544).

Usai, S., & Hanssen, R. (1997). "Long time scale INSAR by means of high coherence features". *3rd ERS Symposium on Space at the service of our Environment, Florence*, Italy, 14–21 March, European Space Agency.

Van der Kooij, M., Hughes, W., Sato, S., Poncos, V., (2006). "Coherent target monitoring at high spatial density: examples of validation results". *European Space Agency*, (Special Publication), ESA SP-610

Testes de sensibilidade à parametrização do WRF para alimentar um modelo solar de alta resolução, Re.Sun

WRF parameterisation sensitivity tests to feed a high resolution solar model, Re.Sun

Dora Fonseca[(1)], Alfredo Rocha[(2)], Rui Faria Pereira[(3)] e Tiago Luna[(4)]

[(1)]Departamento de Física, Universidade de Aveiro, Campos Universitário de Santiago 3810-193, Aveiro, dora.leticia@ua.pt
[(2)] CESAM, Departamento de Física, Universidade de Aveiro, Campos Universitário de Santiago 3810-193, Aveiro, alfredo.rocha@ua.pt
[(3)] Megajoule Inovação, R. Eng. Frederico Ulrich, 2650 4470-605 Maia, rui.pereira@megajoule.pt
[(4)] IDAD- Instituto do Ambiente e Desenvolvimento, Campos Universitário de Santiago 3810-193, Aveiro, tiagoluna@ua.pt

SUMMARY

The solar radiation, aside from being responsible for meteorological conditions and ocean circulations, has also acquired a newfound importance as a renewable energy source. As such, a quantification of this resource is necessary using either observed or simulated data. Models have thus become increasingly important, as they generate irradiance data for places where measurements are lacking. Mesoscale numerical weather prediction models, such as the WRF, can be used to predict radiation data, but not always with enough spatial detail. An alternative consists of coupling mesoscale meteorological models with local radiation models. This study aims at testing WRF's sensibility to different grid resolutions and parameterizations, with the goal of suggesting a standard configuration to feed a high resolution solar radiation process. In order to optimize the WRF configuration, horizontal fields of global solar radiation data from measuring stations in the Corvo Island (in Azores) and Madeira were used. Several statistical from measurements were computed. The results show that the solar radiation decomposition model with the best performance is the DIRINT model. From the tested schemes, the GWG and DEK schemes appear to be the most robust. Among these combinations, an overall best performance is not presented, as results vary according to the time period at study and the spatial domain. Nevertheless, for the Corvo Island, the DEK combination shows a good result for the month of October, for the D03 domain, but with worse results for the month of July. This study has also shown that the station located in the rural area has the best results. It was observed that there is no set of parameterization schemes that is the best for every situation at study.

1. INTRODUÇÃO

Devido ao atual crescimento tecnológico, aumenta a necessidade de uma grande disponibilidade de energia elétrica e consequentemente, o aumento do número de aplicações da energia solar em fontes de geração de energia. Assim, a radiação solar adquire uma nova importância. A radiação global é definida como sendo o fluxo total da radiação sobre um superfície horizontal (Badescu, 2008). A irradiância global horizontal (GHI) recebida por uma superfície é acombinação da radiação direta e difusa. Geralmente, esta é a quantidade da radiação solar que é medida (GHI), em W/m^2, e é dada pela seguinte relação (Paltridge e Proctor, 1976):

$$GHI=DNI\times\cos\theta z+DHI \quad (1)$$

A irradiância direta normal (DNI) é a radiação solar disponível através de um plano perpendicular à direção do sol. Da dispersão, a parte que é desviada para a terra é designada de irradiância difusa (DHI). O ângulo zenital (θz) é definido como sendo o ângulo entre a direção dos raios incidentes e a normal a um plano horizontal. A radiação refletida é adicionada quando temos uma superfície inclinada e as superfícies envolventes são refletoras.

Devido à escassez de dados medidos de radiação em superfície, recorre-se ao uso de modelos para estimar a radiação solar.

Segundo Rigollier et al. (2000), o fator de turbidez de linke é um ponto-chave nos modelos para o cálculo da irradiância irradiância em condições de céu limpo, incluído no RE.SUN^{TM}. A turbidez é uma grandeza que serve de indicador da pureza da atmosfera, com consequente da atenuação (dos diferentes comprimentos de onda) da radiação solar, servindo de indicador da capacidade de atenuação (dos diferentes comprimentos de onda) da radiação solar. É uma aproximação muito conveniente para modelar a absorção e a dispersão da radiação em condições de céu limpo. Dependendo do modelo de céu limpo usado, tem-se informações diferentes para caracterizar a pureza da atmosfera. O modelo de céu limpo proposto para a elaboração do Atlas Europeu de Radiação Solar (ESRA) (Rigollier et al. 2000), faz uso da TL2 (fator de turbidez de linke para uma massa de ar dois) e este recupera a irradiação global de satélites e calcula a radiação direta, difusa e global, utilizando o método Heliosat.

Contudo, o método Heliosat não esgota toda a informação que com o lançamento do satélite MSG, aumentando o refinamento na modelação da irradiância, devido à utilização de todas as capacidades dos sensores disponíveis neste satélite. Por este motivo, foi incluído no pacote de modelação RE.SUN^{TM}, um modelo de céu limpo, Solis Simplificado (Mueller et al., 2004),que usa como entrada informação do comprimento ótico dos aerossóis para um comprimento de onda 700 nm (AOD700). O cálculo da irradiação direta, difusa e global baseia-se no uso integrado de um modelo transferência radiativa e na relação de Lambert – Beer:

$$I = I_0 . e(-\tau) \quad (2)$$

Segundo os autores, τ é a espessura ótica, I a radiação direta e I_0 radiação extraterrestre.

Estes são dois dos modelos de céu limpo incluídos no pacote RE.SUN^{TM} e que permitem uma estimativa da radiação solar para condições idealizadas, posteriormente corrigidas para condições reais por inclusão fatores de correção

Com uso de modelos de decomposição da radiação é possível uma estimativa das restantes componentes da radiação (direta e difusa). Lanini (2010) divide os modelos nas categorias: polinomial, função logística, exponencial e transmissividade.

Um exemplo de um modelo polinomial, é o modelo Skartveit e Olseth (1987). Este é baseado no primeiro estudo sobre modelos de decomposição realizado por Liu e Jordan (1960), que introduz as relações empíricas entre o índice de claridade (Kt) e índice de transmitância direta (Kn), equação (3) e (4), respetivamente:

$$\square\square=\square\square\square\square\square\square\square\times\square0\square2\times\square\square\square \quad \square\square \quad (3)$$

$$\square\square=\square\square\square\square\square\square\square\times\square0\square2 \quad (4)$$

Segundo os autores, r_0 é a distância média entre a Terra e o Sol, com um valor de 149,598 km, r é igualmente a distância Terra – Sol no momento de interesse e TSI a irradiância solar total.

Um novo modelo foi desenvolvido, Skartveit e Olseth (1998) (modelo S&O) e com este a introdução de um novo parâmetro: índice de variabilidade horária, levando em consideração a presença de nuvens.

Os modelos desenvolvidos no Hemisfério Norte pareciam ser ineficientes para o Hemisfério Sul. Por esta razão, na Austrália, tornou-se necessária uma abordagem completamente diferente (Lanini, 2010). Boland et al. (2001) desenvolveu um modelo usando uma função logística, que posteriormente foram utilizadas técnicas estatísticas para justificar o uso desta como sendo um modelo. Em 2012, Boland et al. (2012) propuseram um novo método estatístico e consequentemente um novo modelo BRL.

Ao contrário dos modelos anteriores, Maxwell (1987) desenvolveu um modelo com base em princípios físicos, esse algoritmo foi obtido implementado através de um programa de computador chamado código de simulação de insolação direta (DISC- *Direct Solar Insolation Code model*) (Maxwell, 1987). Este modelo é designado modelo exponencial. Mais tarde Perez et al. (1991) efetuaram correções no modelo DISC que se baseia numa tabela, em que, para cada um de quatro parâmetros (índice de claridade, angulo zénite solar, coluna de água precipitável e índice de estabilidade) é atribuído um valor de correção (*Look-up tables for Perez model*), modelo DIRINT.

Para além, dos modelos de céu limpo, os modelos de previsão numérica da atmosfera, como o WRF (*Weather Research Forecast*), por si só, permitem uma previsão de dados de radiação mas não com o detalhe necessário. A variável de saída do WRF de interesse é a radiação solar à superfície (*downward shoortwave fluzx at ground surface* – SWDOWN)

Uma alternativa para obtenção de dados de irradiância com maior detalhe é o recurso ao acoplamento entre os modelos, modelo de radiação solar em céu limpo com modelos de previsão numérica meteorológica. Desta forma, o acoplamento permite:

- → A garantia de uma modelação mais avançada da radiação solar, visto que o modelo de previsão numérica de tempo está em constante desenvolvimento.
- → Contabilização de interações terreno–atmosfera de várias características (Pereira, 2013) (orográficos, gases atmosféricos , aerossóis (a vários comprimento de onda), fenómenos climáticos e microfísica).
- → A avaliação do recurso solar para aplicações energéticas em todo o mundo com mais detalhe.

O objectivo deste trabalho é testar a sensibilidade na simulação da radiação solar a diferentes resoluções de malha e parametrizações do modelo atmosférico WRF, como objetivo de sugerir uma configuração padrão as simulações WRF que servirão para alimentar um código de simulação da radiação solar de alta resolução baseado em técnicas de acoplamento dinâmico com simulações de mesoescala (RE.SUN^{TM}).

2. DADOS E MÉTODOS

O modelo RE.SUN^{TM} (Pereira, 2013) (*Solar Modelling on Coupling Techinques with Mesoscale Simulations*) tem sido desenvolvido e testado desde 2009 na MEGAJOULE INOVAÇÃO e contando agora com a colaboração do departamento de Física da Universidade de Aveiro. O RE.SUN^{TM} usa resultados das simulações do modelo WRF, para correção das simulações idealizadas (céu limpo) nos pontos da malha RE.SUN^{TM}. São usadas técnicas de decomposição da radiação e métodos de interpolação, por recurso a distância efetivas, para o transporte das quantidade de correção para os pontos da malha de cálculo do RE.SUN^{TM}. Os efeitos do terreno estão programados para serem contabilizados através do método proposto por Dozier et al. (1980). O código foi executado segundo os modelos propostos por Rigollier et al. (2000) (ESRA) e Ineichen (2008) (Simplified SOLIS). O modelo ESRA permite duas formulações empíricas para a estimativa da radiação solar em condições de céu limpo: irradiância (W/m^2) e irradiação (Wh/m^2.dia). O modelo SOLIS simplificado calcula a irradiância em céu limpo com base em cálculos de transferência radiativa e na relação de Lambert – Beer (equação 2).

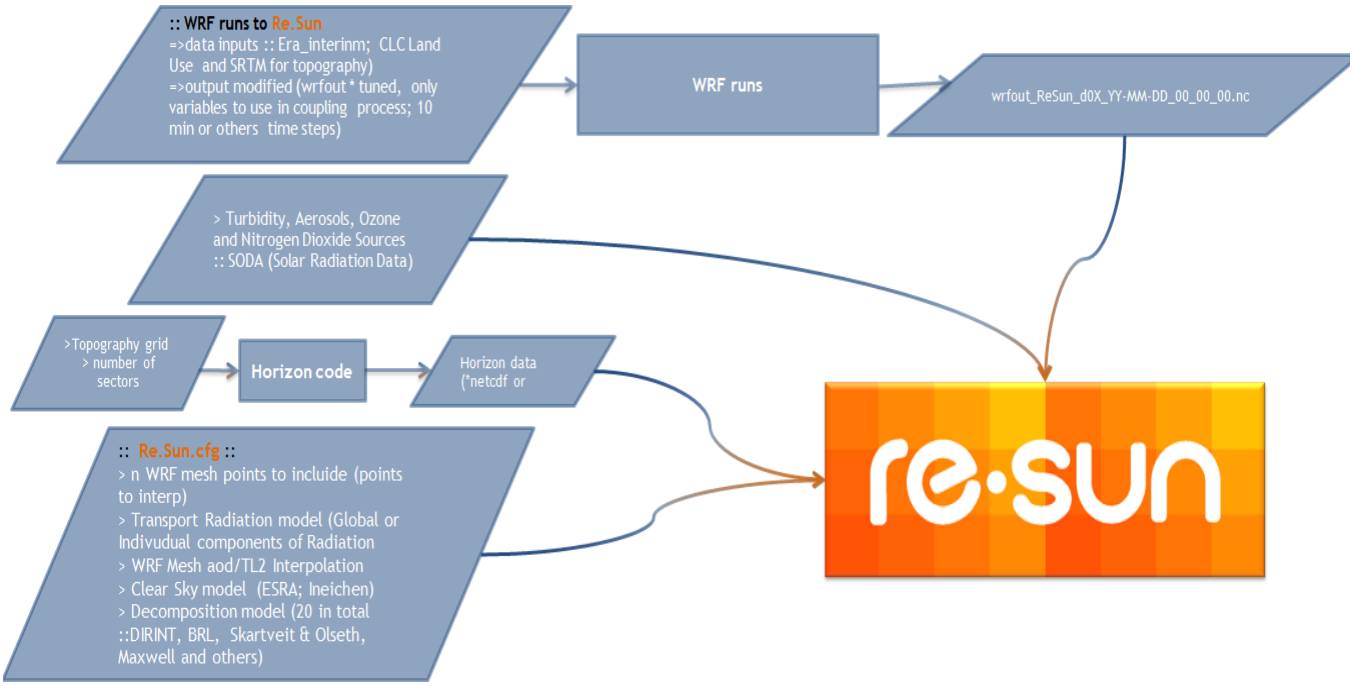
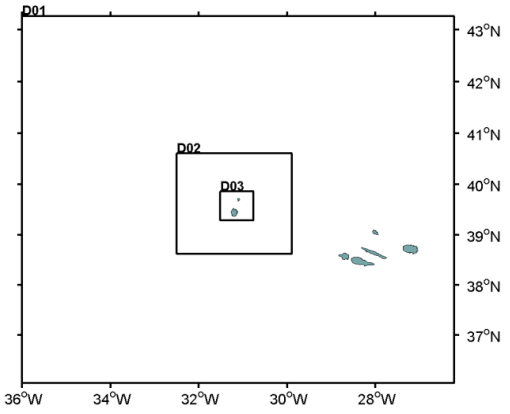


Figura 1: **Representação esquemática do acoplamento do modelo numérico WRF e o modelo de radiação solar (*Schematic representation of the coupling between the numeric model WRF and the solar radiation model).***

Simulações

As simulações realizadas com o modelo WRF para alimentar o modelo de radiação solar foram efectuadas para os Açores (Corvo) e para a Madeira (Funchal). Foram escolhidos três domínios, onde dois são aninhados, de simulação para ambas as ilhas, como mostra a Figura 1.

(a)



(b)

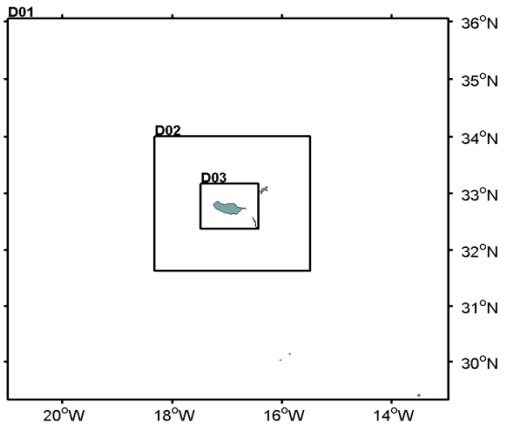


***Figura 2:* Domínios utilizados no modelo WRF para a (a) ilha dos Açores e para a (b) ilha da Madeira.**
(*The three domains used in the WRF model for the Azores Island (a) and the Madeira Island (b).*

A configuração consiste num domínio pai (D01) com uma resolução horizontal de 15 km, um domínio filho (D02) com uma resolução horizontal de 5 km e por fim um terceiro domínio (D03), com uma resolução de 1 km. As condições iniciais e de fronteira foram dadas pelas ERA-Interim do ECMWF, com uma resolução horizontal de 0.75˚ Latitude x 0.75˚ Longitude e verticalmente de 1000hPa até 1hPa desigualmente espaçados em 38 níveis, em intervalos de 6 horas. A informação da topografia, tanto para a Ilha da Madeira como para a ilha dos Açores utilizou-se SRTM (Shuttle Radar and Topography Mission) (Farr et al.,2007) com uma resolução de 3'', para o uso do solo são utilizados dados CORINE (Coordination of Information on the Environment Land Cover) (Bossard et al., 2000) para a ilha da Madeira. No caso da ilha dos Açores são utilizados dados padrão do WRF para uso do solo.

Açores

As simulações para a ilha do Corvo (Açores) foram realizadas para 3 períodos (meses) independentes: Outubro de 2011, Março 2012 e Julho 2012. Os esquemas de parametrizações utilizados nas simulações (designado DEK) são mostrados na Tabela 1.

Tabela 1:* Conjunto de esquemas de parametrizações utilizado nas simulações para o Corvo *(Set of parametrization schemes used for the Corvo simulation)

	DEK
Microfísica (MP)	Eta (Ferrier) (Parrish e DiMego, 2001)
Radiação Térmica (LW)	Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) (Mlawer et al., 1997)
Radiação Solar (SW)	Dudhia (Dudhia, 1989)
Camada Superficial (SL)	MM5 Monin-Obukhov scheme (M&O)
Solo (LSM)	Noah (Chen e Dudhia, 2001)
Camada Limite Planetária (PBL)	YSU (Yonsei University) (Hong et al., 2006)
Cumulus (CP)	Kain-Fritsch (KF) (Kain, 2004)

Madeira

No caso da ilha do Funchal (Madeira), efetuaram-se simulações com um período de 2 dias (testes) e mensais, Janeiro, Março, Julho e Outubro de 2011 para os conjuntos de esquemas de parametrização apresentado na Tabela 2.

Tabela 2:* Conjunto de esquemas de parametrizações utilizado nas simulações para o Funchal (MP: WSM6 (Hong e Lim, 2006); LW: Goddard (Chou e Suarez (1994); PBL: Grell-Devenyi (GD) (Grell e Devenyi, 2002))*(Set of parametrization schemes used for the Funchal simulations (MP: WSM6 (Hong e Lim, 2006); LW: Goddard (Chou e Suarez (1994); PBL: Grell-Devenyi (GD) (Grell e Devenyi, 2002)).

	DEK	DWK	DWG	GWG
MP	Eta	WSM6	WSM6	WSM6
LW	RRTM	RRTM	RRTM	RRTM
SW	Dudhia	Dudhia	Dudhia	Goddard
SL	M&O	M&O	M&O	M&O
LSM	Noah	Noah	Noah	Noah
PBL	YSU	YSU	YSU	YSU
CP	KF	KF	GD	GD

Observações

Os valores observados e utilizados para validar/comparar são obtidos de três estações, localizadas em duas ilhas Corvo (Açores) e Funchal (Madeira). Estes dados foram facultados pela empresa MegaJoule Inovação, estação do Corvo, e pelo Laboratório Regional de Engenharia Civil da Madeira, estações da Madeira Os registos da radiação global foram realizados em W/m^2, com um tempo de integração de 10 minutos para o Corvo e horário para a Madeira.

Tabela 3:* Localização das estações de medição da radiação solar global *(Location of the global solar radiation measuring stations)

	Latitude (˚N)	*Longitude (˚W)*
Corvo (Açores)	39,685	31,111
LREC (Madeira)	32,648	16,937
Bica da Cana (Madeira)	32,752	17,052

Métodos

A metodologia utilizada tem como objetivo, avaliar o desempenho do modelo nos vários testes efetuados. A qualidade dos dados simulados é definida por várias medidas estatísticas calculadas. A variável avaliada é a radiação global (W^2/m) para os pontos referidos anteriormente, onde só a radiação é medida. Uma das condições aplicada aos dados é a exclusão de dados do período noturno (radiação global> 0).

Medidas de erro

As medidas de erros calculadas foram (Beyer et al., 2009):

- Diferença entre as médias (viés)

MB=1ni=1nxei−xmi=xei− xm(i) (5)

Sendo n, o número total de dados, xe(i) dados modelados e , xm(i) dados medidos.

- Erro quadrático médio, RMS

RMS=1ni=1n(xei−xmi)2 (6)

- O MB relativo à média é dado por

rMB=MBxm (7)

- O RMS relativo à média é dado por

rRMS=RMSxm (8)

- Desvio Padrão do erro, STD

STD=RMS2−MB2 (9)

- Coeficiente de correlação, R

□=□=□□(□□□−□□).(□□□−□□)□=1□(□□□−□□)2.□=1□(□□□−□□)2 (10)

As medidas representadas no Diagrama de Taylor, foram calculadas a partir de uma função de Matlab, allstats, criada por Guillaume Maze (2008), disponível em http://codes.guillaumemaze.org/. Esta função utiliza:

- Erro quadrático médio centrado dado por

RMSD=1ni=1n((xei−xei−xmi−xmi)2 (11)

- Desvio padrão para os dados simulados é definido como

□=1□□=1□(□ □□−□□(□))2 (12)

e para os dados observados

□□□□=1□□=1□(□ □□−□□(□))2 (13)

O coeficiente de correlação é calculado pela equação (10).

3. RESULTADOS

Açores

Os resultados obtidos mostraram que os modelos de decomposição, em análise (DIRINT, S&O e BRL), apresentam valores semelhantes entre si para os domínios mais pequenos. Contudo, o modelo DIRINT destaque-se como melhores resultados. A Tabela 4 apresenta as medidas de erro, para o modelo DIRINT, domínio D03. Observa-se que para este domínio o mês de Outubro apresenta os melhores resultados. O viés indica uma subestimação por parte do modelo para o mês de Outubro ao contrário dos restantes meses. O mês de Julho apresenta um valor elevado viés, apesar de apresentar o valor mais elevado de coeficiente de correlação para este domínio. Neste domínio (D03), o mês de Março é o que apresenta menor correlação e elevado valor de RMS e STD. A Tabela 5 mostra os resultados das medidas de erro, para o modelo DIRINT à semelhança da Tabela 4, mas neste caso para o domínio D02. O mês de Março mostra uma melhor prestação. Para os meses de Outubro e Março, existe uma subestimação do modelo, ou seja, este prevê uma radiação menor do que a medida, mais evidente no mês de Outubro. Neste domínio, o mês de Julho apresenta a melhor concordância entre os dados simulados e medidos (R=0,75), contudo um elevado desvio, indicando que os dados modelados seguem a tendência dos dados medidos. O mês de Outubro tem a pior prestação (maior viés, menor R).

Em suma, o mês de Outubro apresenta melhor prestação para o domínio D03. Os meses, Março e Julho, apresentam melhor prestação para o domínio D02, para a combinação de parametrizações apresentadas na Tabela 1.

Tabela 4: **Medidas de erro, com um passo temporal de 10 min, da estação do Corvo, para o modelo de decomposição DIRINT para o domínio D03 e esquema de combinação DEK** ***(Error measures, with a ten-minute time step, in the Corvo station, for the decomposition model DIRINT, for the D03 domain and the DEK scheme)***

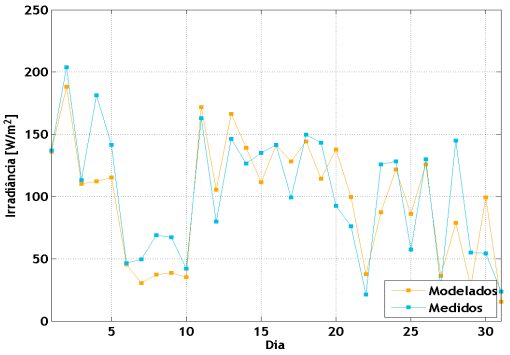
Período	N	MB [Wm^{-2}]	RMS [Wm^{-2}]	STD [Wm^{-2}]	rMB [%]	R
Out-11	1837	-11,7	145,1	144,6	-4,7	0,72
Mar-12	2036	34,2	214,9	212,2	12,6	0,58
Jul-12	2490	117,9	238,3	207,1	34,9	0,77

Tabela 5: **Medidas de erro, com um passo temporal de 10 min, da estação do Corvo, para o modelo de decomposição DIRINT para o domínio D02 e esquema de combinação DEK** ***(Error measures, with a ten-minute time step, in the Corvo station, for the decomposition model DIRINT, for the D02 domain and the DEK scheme)***

Período	N	MB [Wm^{-2}]	RMS [Wm^{-2}]	STD [Wm^{-2}]	rMB [%]	R
Out-11	1837	-78,2	169,1	149,9	-31,4	0,64
Mar-12	2036	-7,1	191,3	191,2	-2,6	0,59
Jul-12	2490	75,6	213,6	199,8	22,4	0,75

Na Figura 2 está representada a média diária da radiação global para Outubro de 2011 no domínio D03 (cima) e D02 (abaixo), verificando-se uma diferença mais significativa entre os valores simulados e medidos para o domínio D02, onde uma subestimação maior.

(a)



(b)

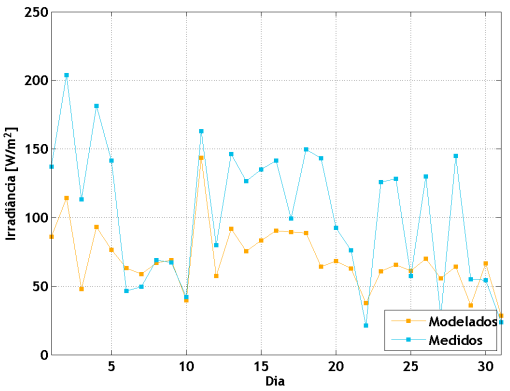


Figura 3: **Valores médios diários da irradiância para os valores simulados (laranja) e medidos (azul), para Outubro, modelo DIRINT para o (a) domínio (DO3) e (b) domínio D02**
(*Simulated (in Orange) and observed (in blue) daily mean irradiation values for October, DIRINT model, for the D03 (a) and D02 (b) domains)*

Madeira

A versão 3.3.1 do WRF (Skamarock et al., 2008) coloca à disposição diversos conjuntos de esquemas de parametrizações. Efetuaram-se várias simulações com diferentes combinações de esquemas de parametrizações e as combinações escolhidas foram com bases em trabalhos realizados. São inúmeros os estudos realizados no âmbito dos vários esquemas de parametrizações disponíveis no modelo WRF e a influência destes em determinados eventos e variáveis, sendo dado destaque aos esquemas MP, SW e CP. Neste trabalho serão analisadas as combinações com os seguintes esquemas de parametrizações:

- Microfísica (MP): WSM6 e Eta;
- Radiação de curto comprimento de onda (SW): Dudhia e Goddard;
- Cumulus (CP): Kain- Fritsch e Grell-Devenyi.

Os resultados apresentados serão sempre para o mesmo modelo de decomposição (DIRINT), já que mostrou ser o mais robusto e a diferença entre os restantes modelos é insignificativa. Para os resultados obtidos nos testes das diferentes combinações de esquemas, para a ilha da Madeira, em duas estações com características distintas (urbana-LREC e rural/montanha - Bica da Cana), são mostrados apenas os diagramas de Taylor para um período e um domínio. A Figura 3 mostra os diagramas de Taylor, para o período 18 a 19 de Julho, para a estação do LREC (cima) e a estação da Bica da Cana (baixo), para o domínio D03. Neste período, a combinação DEK apresenta o melhor resultado para a estação do LREC para ambos os domínios (D02 não é mostrado). Para a Bica da Cana, já é a combinação GWG que apresenta melhor resultado. Para além disso, verifica-se que a Bica da Cana apresenta valores com menor coeficiente de correlação e maior RMS, comparativamente ao LREC. Nos restantes períodos (Janeiro, Março e Outubro), o comportamento é semelhante, sendo que, as melhores prestações são apresentadas pelas combinações DEK e GWG.

(a)

(b)

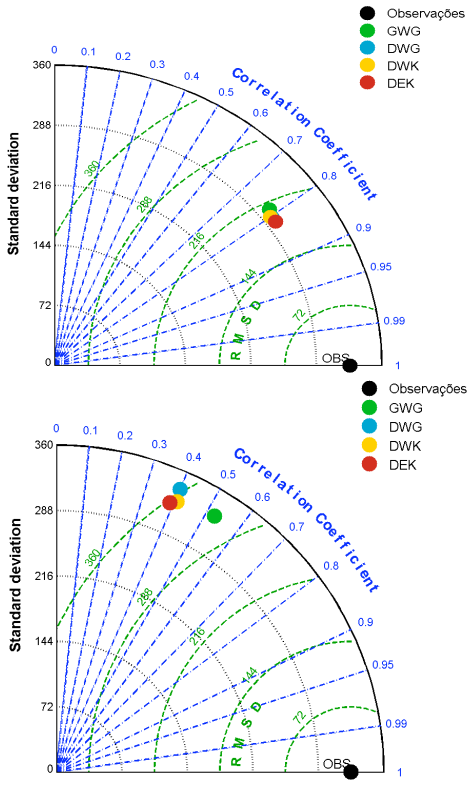


Figura 4: **Medidas de erro, no diagrama de Taylor, para o domínio D03, no período 18 a 19 de Julho 2011, para a estação do LREC (a) e a estação da Bica da Cana (b)**
(*Error measures in a Taylor diagram, D03 domain, in the period between the 18th and the 19th of July 2011, LREC station (a) and the Bica da Cana (b)*)

Na análise das simulações mensais para as combinações DEK e GWG, são mostradas as medidas de erro nas Tabelas 6 (DEK) e 7 (GWG) para a estação do LREC, com um passo temporal horário.

As combinações apresentam o mesmo comportamento. Os valores mais baixos de viés, RMS e STD são apresentados para o mês de Outubro e valores mais altos das mesmas medidas de erros para o mês de Março. A melhor concordância entre os dados simulados e medidos (maior valor de R) é sempre apresentada pelo mês de Julho. Contudo, pode se dizer que a combinação GWG apresenta melhor prestação. Porém, é para esta combinação que se verifica, em todos os períodos, o maior valor de viés, maiores desvios.

Tabela 6: **Medidas de erro, com um passo temporal de 1 hora, da estação do LREC, para a combinação DEK e domínio D03** ***(Error measures, with a one-hour time step,LREC station, DEK combination and the D03 domain)***

	N	MB [Wm^{-2}]	RMS [Wm^{-2}]	STD [Wm^{-2}]	rMB [%]	R
Jan-11	242	81,11	238,42	224,20	29,64	0,30
Mar-11	308	114,68	307,65	285,47	29,22	0,44
Jul-11	360	92,88	272,82	256,52	19,91	0,63
Out-11	292	60,10	235,84	228,05	16,89	0,52

Tabela 7: **Medidas de erro, com um passo temporal de 1 hora, da estação do LREC, para a combinação GWG e domínio D03** ***(Error measurements, hourly time step, LREC station, GWG combination and D03 domain)***

Período	N	MB [Wm^{-2}]	RMS [Wm^{-2}]	STD [Wm^{-2}]	rMB [%]	R
Jan-11	242	101,35	236,47	213,65	37,04	0,38
Mar-11	308	149,92	319,44	282,07	38,20	0,46
Jul-11	360	115,33	263,97	237,44	24,72	0,66
Out-11	292	71,55	229,11	217,65	20,11	0,54

As medidas de erro para a Bica da Cana, são mostrados nas Tabelas 8 e 9, para a combinação DEK e GWG, respetivamente. De notar que para as combinações, para o mês de Março, apresenta o menor valor de viés. Todavia, o valor de coeficiente de correlação mais elevado é apresentado para o mês de Julho, para as duas combinações, como acontece para a estação do LREC, maior concordância entre os dados medidos e simulados. Analisando cada mês, apenas o mês de Março dá amostra melhores resultados com a combinação DEK. Assim como acontece com a estação do LREC, o mês de Janeiro é aquele que apresenta o menor coeficiente de correlação e uma sobrestimação significativa por parte do modelo, observando-se os valores diários de irradiância em ambas as estações. Contudo, nesta estação têm um valor inferior (não mostrado).

Tabela 8: **Medidas de erro, com um passo temporal de 1 hora, da estação da Bica da Cana, para a combinação DEK e domínio D03** ***(Error measurements,-hourly time step, in the Bica da Cana station, DEK combination and D03 domain)***

Período	N	MB [Wm^{-2}]	RMS [Wm^{-2}]	STD [Wm^{-2}]	rMB [%]	R
Jan-11	243	40,13	201,36	197,32	16,65	0,45
Mar-11	332	32,68	210,14	207,59	8,12	0,75
Jul-11	378	147,54	269,94	226,04	27,50	0,77
Out-11	290	55,98	230,98	224,10	14,70	0,59

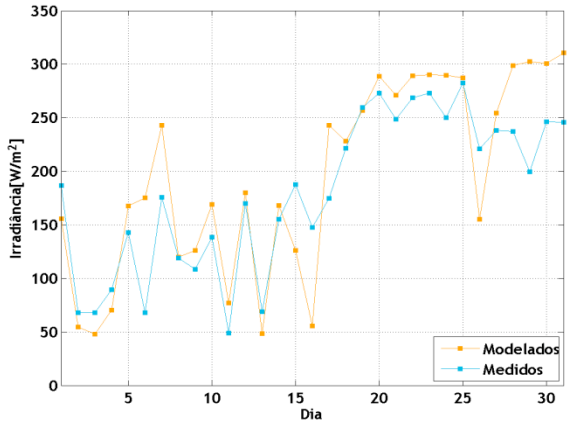
Tabela 9:* Medidas de erro, com um passo temporal de 1 hora, da estação da Bica da Cana, para a combinação GWG e domínio D03 *(Error measurements, hourly time step, in the Bica da Cana station, GWG combination and D03 domain)

Período	N	MB [Wm^{-2}]	RMS [Wm^{-2}]	STD [Wm^{-2}]	rMB [%]	R
Jan-11	243	73,13	207,24	193,90	30,34	0,49
Mar-11	332	64,18	229,21	220,04	15,95	0,73
Jul-11	378	169,30	268,87	208,87	31,55	0,80
Out-11	290	72,56	233,63	222,07	19,05	0,58

A Figura 5 mostra a irradiância média diária para o mês de Março, domínio D03, combinação (a) DEK e (b) GWG, respetivamente. A combinação GWG (figura (b)) mostra uma sobrestimação por parte do modelo, para os dias 4 a 12. Essa sobrestimação, apesar de também se verificar com a combinação DEK, não tem valores mais elevados do que a GWG. A combinação DEK tem uma melhor prestação. Contudo as combinações não mostram respostas muito diferentes. Esta conclusão é partilhada para os restantes períodos. Comparando esta estação com a estação anterior (LREC), verifica-se uma variação mais acentuada entre a primeira e a segunda metade do mês.

Ao observar-se a irradiância média diária para o mês de Julho (não mostrado), verifica-se uma sobrestimativa em toda a série de dados do modelo, sendo que o rMB diário para este mês é superior a 20%.

(a)



(b)

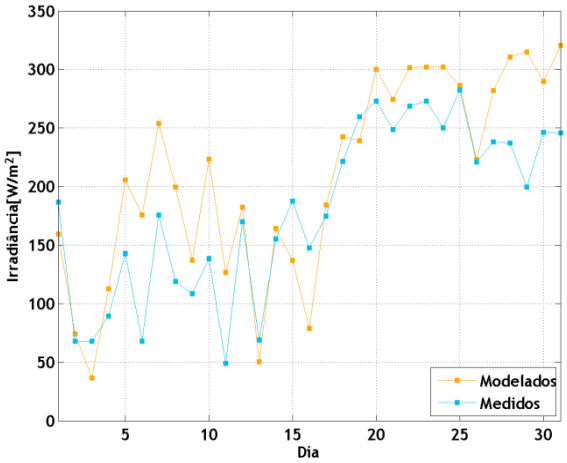


***Figura 5:* Valores médios diários da irradiância para os valores simulados (laranja) e medidos (azul) obtidos na estação da Bica da Cana, para o mês de Março para a combinação DEK (a) e GWG (b) no domínio D03**
(Simulated (in orange) and observed (in blue) mean daily irradiation values in the Bica da Cana station, for March, DEK (a) and GWG (b) combinations in the D03 domain)

A Figura 6 mostra o Kt em função do ângulo de elevação para o domínio d03, mês de Julho e para a combinação DEK. Para ambos os dados (medidos e modelados) o Kt aumenta como aumento da elevação solar. Para ângulos de elevações pequenos verifica-se uma diferença mais acentuada entre os valores medidos e simulados, sendo que os valores medidos são menores. Por outro lado, verifica-se maior dispersão dos valores medidos comparativamente aos valores simulados pelo modelo. Os valores modelados apresentam-se concentrados numa faixa.

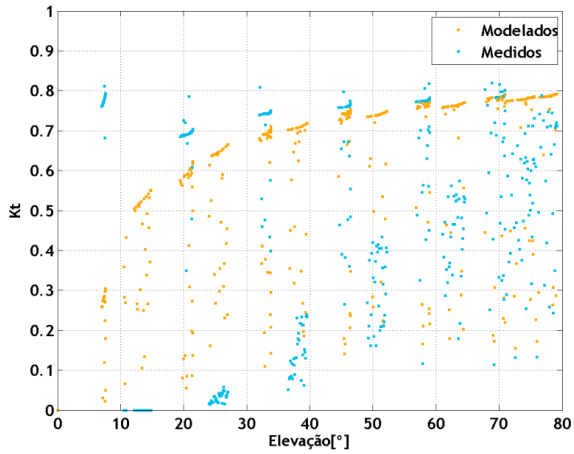


***Figura 6*: Kt em função da elevação solar para o mês de Julho, domínio D03 e a combinação DEK**
(Kt versus the solar elevation in July, D03 domain and DEK combination)

Esta distribuição, para além de mostrar a sobrestimação feita pelo modelo, mostra a dificuldade que o modelo apresenta na representação de aerossóis (visível em ângulos baixos). O aumento da massa de ar, produz um aumento na dispersão, presente em ângulos de elevação baixos, resultando em valores de Kt próximos de zero (mostrado pelos dados medidos).

4. Conclusão

O modelo RE.SUN^{TM} utiliza resultados do modelo atmosférico WRF para correção de resultados de simulações, através de um processo de acoplamento dinâmico que faz uso de, técnicas de interpolação e decomposição da radiação solar, integração do efeito de gases e aerossóis, assim como, a contabilização do efeito do terreno a uma maior resolução para cálculo do défice por sombreamentos. Este trabalho tem como objetivo principal testar a

sensibilidade a diferentes resoluções de malha e parametrizações do modelo WRF para a sugestão de uma configuração padrão.

O RE.SUN^{TM} permite a utilização de vários modelos de decomposição e usa modelos de simulação da radiação em céu limpo, ESRA e SOLIS simplificado. Os resultados foram analisados de forma a avaliar separadamente, a sensibilidade do modelo a diferentes conjuntos de parametrizações e resoluções de malha. Com este intuito efetuaram-se testes utilizando todos os modelos de decomposição mas apenas foram discutidos os resultados de três (DIRINT, S&O e BRL) para a estação localizada na ilha do Corvo. Verifica-se que os modelos de decomposição apresentam resultados tendencialmente convergentes, contudo o modelo DIRINT mostra ser o mais robusto. O modelo parece conseguir reproduzir a radiação global ocorrida para o mês de Outubro para o domínio D03, sendo pior para o mês de Julho. Nos meses de Março e Julho, o domínio D02 apresenta melhores resultados. No mês de Julho o modelo apresenta uma sobrestimativa mais elevada.

Efetuaram-se testes a várias combinações de parametrizações (tabela 2) para as duas estações localizadas na ilha da Madeira, dado que o modelo decomposição DIRINT mostrou a melhor prestação, este foi mantido. Das combinações testadas, as que apresentaram melhor prestação foram as GWG e DEK. Realizaram- se simulações mensais para estas duas combinações. Os períodos em estudo foram, Janeiro, Março, Julho e Outubro de 2011. A estação do LREC apresenta resultados semelhantes para ambas as combinações, embora a combinação GWG apresente uma maior sobrestimativa mas em contrapartida maior correlação relativamente aos dados medidos. Nesta estação (LREC) o domínio D02 apresenta resultados semelhantes e por vezes melhores comparativamente ao domínio D03, para o mês de Março e Julho.

A estação da Bica da Cana, localizada numa zona rural e montanhosa, mostra melhores resultados quando comparada com a outra estação localizada num ambiente urbano de alguma complexidade (LREC).

Numa comparação entre estações, para o mês de Outubro, verifica-se que a estação do Corvo tem um menor valor de radiação global, em parte devido ao fato de esta ter maior latitude. A pior prestação é apresentada pela estação LREC. A estação da Bica da Cana tem uma altitude maior e é nesta estação que se verifica o máximo de radiação medida e simulada. Para além disso, o passo temporal com que são calculadas as medidas de erros é diferente, sendo de 10 min para a ilha dos Açores e de horários para a ilha da Madeira.

Os resultados não apontam claramente para um conjunto de esquemas de parametrização, e resolução de malha que seja o melhor em todas as situações. Os esquemas de parametrização devem ser selecionados, considerando o tipo de clima de uma dada região. A importância da resolução de malha e número de domínios de cálculo depende da complexidade do local, assim como da exigência computacional.

5. AGRADECIMENTOS

Este trabalho é financiado por fundos FEDER através do Programa Operacional Factores de Competitividade – COMPETE e por fundos Nacionais Portugueses através da FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia, no âmbito do projeto "Climate change of precipitation extreme episodes in the Iberian Peninsula and its forcing mechanisms" – CLIPE. PTDC/ AAC-CLI/111733/2009.

6. REFERÊNCIAS

Badescu, V. (2008): "Modeling Solar Radiation at the Earth Surface". Springer, Berlin, Germany.

Beyer, H. G., J. Polo, M. Suri, J. L. Torres, E. Lorenz, S. C. Müller, C. Hoyer-Klick, P. Ineichen (2009):"D 1.1.3 Report on Benchmarking of Radiation Products, in MESOR – 038665 Management and Exploitation of Solar Resource Knowledge"

Boland, J., J. Huang and B. Ridley (2012):" Decomposing global solar radiation into its direct and diffuse components". *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 28, 749-756.

Boland, J., L. Scott and M. Luther (2001):" Modeling the diffuse fraction of global solar radiation on a horizontal surface". *Environmetric*, **12**, 2, 103-116.

Bossard, M., J. Feranec and J. Otahel J. (2000):" Corine land cover technical guide addendum 2000". Technical report, European Environment Agency.

Chen, F. and J. Dudhia (2001): "Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation". *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 4, 569–585.

Chou, M.-D. and M. J. Suarez (1994):" An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models", NASA Tech, Memo. 104606, 3, 85.

Dozier, J., J. Bruno and P. Downwy (1980):"A Faster solution to the horizon problem". *Computers & Geosciences*, **7**, 2, 145-151.

Dudhia, J. (1989):"Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model". J. Atmos. Sci., **46**, 20, 3077–3107.

Farr T. G., P. A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank and D. Alsdorf (2007): "The shuttle radar topography mission". *Reviews of Geophysics*, 45, 1–33.

Grell, G. A. and D. Devenyi (2002):" A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques". *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 14, 38-1 – 38-2.

Hong, S. Y. and J. -O. J. Lim (2006):" The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6)". *Journal of Korean Meteorological Society*, **42**, 2, 129–151.

Hong, S.-Y., Y. Noh and J. Dudhia (2006):" A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes". *Mon. Wea. Rev.*, **134**,9, 2318–2341.

Ineichen , P. (2008):" A broadband simplified version of the Solis clear sky model". *Solar Energy*, **82**, 8, 758-762.

Kain, J. S. (2004):"The Kain-Fritsch convective parameterization: An update". *J. Appl. Meteor.*, **43**, 1, 170–181.

Lanini, F. (2010):" Division of global radiation into direct radiation and diffuse radiation". Universidade de Berna.

Liu, B. Y. H. and R. C. Jordan (1960):"The interralationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation". *Solar Energy*, **4**, 3, 1-9.

Maxwell, A. L. (1987):" A quasi-physical model for converting hourly global horizontal to direct normal insolation". Report SERI/TR-215-3087, Solar Energy Research Institute, Golden, CO.

Maze, G. (2008): disponível em http://codes.guillaumemaze.org/.

Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, S. A. Clough (1997):"Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave". *J. Geophys. Res.*, **102**, D14, 16663–16682.

Mueller, R. W., K. F. Dagestad, P. Ineichen, M. Schroedter, S. Cros , D. Dumortier, R. Kuhlemann, J. A. Olseth, G. Piernavieja , C. Reise, L. Wald and D. Heinnemann (2004): "Rethinking satellite based solar irradiance modelling - The SOLIS clear sky module". *Remote Sensing of Environment*, **91**, 2, 160-174.

Paltridge, G. W. and D. Proctor (1976): "Monthly mean solar radiation statistics for Australia". Solar Energy, **18**, 3, 235-243.

Parrish and DiMego (2001). web doc.

Pereira, R. (2013):" Re.Sun™ -Validation White Paper". Comunicação Pessoal.

Perez, R., P. Ineichen, E. Maxwell, R. Seals and A. Zelenka (1991):" Dynamic global-to-direct irradiance conversion models". ISES Solar World Congress, Denver USA, 951-956.

Rigollier, C., O. Bauer and L. Wald (2000):" On the clear sky model of the 4th European Solar Radiation Atlas with respect to the Heliosat method". *Solar Energy*, **68**, 1, 33-48.

Skamarock , W., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang and J. G. Powers (2008):"A description of the Advanced Research WRF Version 3". National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA

Skartveit, A. and J. A. Olseth and M. Tuft (1998):" An hourly diffuse fraction model with correction for variability and surface albedo". *Solar Energy*, **63**, 3, 173-183.

O Atlas Geotérmico Nacional: uma ferramenta para fomentar a exploração dos recursos geotérmicos em Portugal

The National Geothermal Atlas: a tool promote geothermal resources exploitation in Portugal

Elsa Ramalho[(1)]
[(1)]Laboratório Nacional de Geologia e Energia – LNEG, 2610-999, Amadora, Lisboa, Portugal, elsa.ramalho@lneg.pt

SUMMARY

Na sequência do trabalho que tem vindo a ser realizado há mais de 30 anos por varias entidades, a realização do Atlas Geotérmico Nacional e posterior disponibilização *online* constitui um trabalho de investigação que integra vários assuntos de relevo para o conhecimento geotérmico do país. O seu objectivo é servir não só o tecido empresarial ligado ao sector energético de uma forma que se pretende eficaz, mas também ser utilizada pela comunidade científica para investigação de vários domínios das Ciências da Terra. Apresentam-se neste trabalho os fundamentos, objectivos e meios para a realização do Atlas Geotérmico Nacional e salienta-se a importância da colaboração efectiva entre as varias entidades ligadas à investigação em Geotermia para a concretização uma inicitaiva que pretende servir uma comunidade com um largo espectro.

1. INTRODUÇÃO

Considerada uma energia renovável, na medida em que se pressupõe inesgotável e disponível 24 horas por dia, as suas características ecológicas no que diz respeito à reduzida emissão de gases para a atmosfera e ao facto de ser segura e controlável, levam a um incremento no interesse da exploração da energia geotérmica nas suas várias possibilidades. Na realidade, quer as componentes de produção de energia, quer de aquecimento ou arrefecimento urbanos ou mesmo de armazenamento de energia tornam-na uma fonte energética versátil, passível de ser aplicada em conjunto com outras fontes de energia para aumentar o seu rendimento. Economicamente sustentável, é igualmente aproveitável a nível regional a nível de *district heating*, constituindo por esse motivo um factor de incremento da competitividade industrial, tendo também efeitos positivos no desenvolvimento da economia e na criação de emprego.

Para que este seja um tipo de energia cuja divulgação permita um incremento da actividade relacionada com a sua exploração, cabe às entidades públicas, dentro das suas competências, proporcionarem as condições para que exista um real apoio ao seu fomento. Para o efeito, constituiu-se em 2013 a Plataforma Portuguesa para a Geotermia Superficial (PPGS), integrada pela DGEG, Agência de Energia (ADENE), Associação Portuguesa de Geólogos (APG) e LNEG. Esta Plataforma foi criada para divulgar e credibilizar a Geotermia Superficial (GS), difundindo informação e as melhores práticas operacionais envolvidas no uso das bombas de calor geotérmicas, promover o diálogo na comunidade geotérmica, colocar em contacto os vários actores do mercado das bombas de calor em Portugal, Comunidade Europeia e mundial, colaborar na elaboração de legislação, difundir o conhecimento de normas técnicas e procedimentos, contribuindo para a formação dos agentes envolvidos e promover o desenvolvimento de projectos que contribuam para a produção de informação geotérmica superficial sobre o território nacional e tem vindo a desenvolver e apoiar um conjunto de iniciativas que pretendem ir de encontro aos objectivos com que esta foi criada.

Dentre estas iniciativas, conta-se o desenvolvimento de legislação que contemple o solo como fonte de calor, tal como definido pelo Conselho Europeu de Energia Geotérmica na sua Norma VDI 4640, como complemento ao pacote legislativo de 1990 relativo aos Recursos Geológicos (D.L. nº 87/90 de 19 de Março). A actual legislação enquadra os recursos geotérmicos (D.L. 87/90, de 16 de Março) como recursos geológicos (D.L. 90/90, de 16 de Março), definindo-os no seu Artº 4 como "os fluidos e as formações geológicas do subsolo, de temperatura elevada, cujo calor seja susceptível de aproveitamento". A evolução do conceito de Geotermia e as novas formas de explorar o calor do subsolo levam a que seja necessário criar legislação adaptada ao novo paradigma da GS e que regulamente a actividade de uma forma adequada.

No entanto, torna-se importante encarar a Geotermia como um todo, individualizando e desenvolvendo os vários temas necessários ao seu desenvolvimento, nomeadamente a nível de legislação, informação, divulgação, formação e investigação, incluindo alguns assuntos, factores e iniciativas referidos na Fig. 1.

Mas apesar do potencial geotérmico de baixa entalpia em Portugal Continental ser geralmente avaliado de acordo com a distribuição da localização das ocorrências de águas termais (20<T<76ºC) identificadas na zona norte e centro do país e nos aquíferos profundos das bacias sedimentares ocidental e meridional (30<T<80ºC) (Cruz et al., 1996) para a sua aplicação em usos directos, o estudo do potencial da restante área tem vindo a ser objecto de interesse para a investigação relacionada com GS, atingindo geralmente profundidades até 150 m, para aplicações relacionadas com climatização e águas quentes sanitárias, mediante a utilização de bombas de calor geotérmico (GSHP). Além disso, o desenvolvimento de projectos de Sistemas Geotérmicos Estimulados (EGS), relacionados com Geotermia Profunda (profundidade >400 m), para produção de electricidade, processos industriais e águas quentes, necessita de informação a profundidades da ordem de quilómetros. Em qualquer dos casos, a cartografia geotérmica é uma ferramenta necessária ao desenvolvimento de projectos geotérmicos e constitui um trabalho contínuo de aquisição e processamento de dados, iniciado há algumas décadas Portugal. Esta cartografia é necessária quer em projectos relacionados com geotermia de alta entalpia (T>180ºC), média entalpia (180>T>90 ºC), baixa entalpia (90>T>30 ºC) ou muito baixa entalpia (T<30ºC). Ao longo dos últimos 30 anos, a contribuição para a sua realização no que diz respeito à aquisição de informação de ordem diversa tem sido levada a cabo por várias instituições, nomeadamente o antigo Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (INMG), a Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL), a Universidade de Évora (UE) e o Instituto Geológico e Mineiro (IGM) e instituições sucedâneas, a Direcção geral de Energia e Geologia (DGEG) até ao actual Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), que, mercê das suas competências no domínio das Geociências, possui um acervo de dados considerável relativamente aos vários parâmetros que envolvem a cartografia. Tendo estes pressupostos em mente, a actualização da cartografia geotérmica é feita em contínuo, pelo que à medida que nova informação é adquirida ou cedida ao LNEG, é integrada numa base de dados criada para o efeito, que por sua vez será num futuro próximo disponibilizada *online* sob a forma de Atlas Geotérmico Nacional.

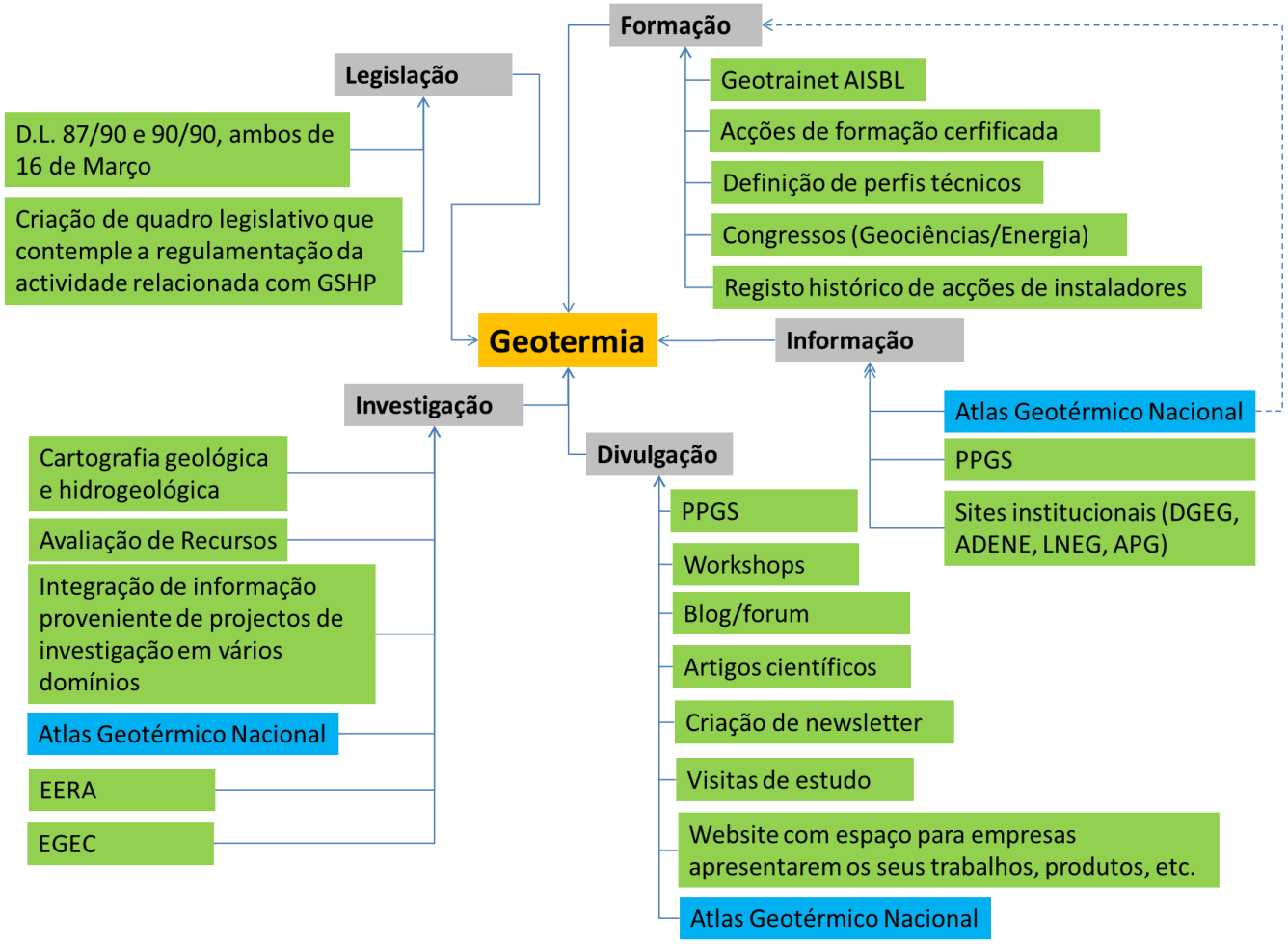


Fig. 1– Áreas de intervenção para o desenvolvimento da Geotermia em Portugal – assuntos, factores e iniciativas de relevo a abordar.

2. METODOLOGIA PARA A PRODUÇÃO DA CARTOGRAFIA DO ATLAS GEOTÉRMICO NACIONAL

O tímido mas de crescimento consistente recente interesse que tem vindo a ser manifestado na instalação de sistemas de aquecimento ambiental e climatização relacionados com GSHP leva a que o estudo e disseminação de informação acerca dos recursos geotérmicos assumam uma importância estratégica para o país no domínio do aproveitamento das energias renováveis e amigas do ambiente. Existe assim, como um novo desafio, a extensão da cartografia geotérmica para além da publicação dos parâmetros tradicionais, de forma a incluir informação acerca de aquíferos superficiais não termais, avaliando em simultâneo o seu potencial como recurso geotérmico, entrando em consideração com o peso relativo das várias variáveis envolvidas. Como fontes de informação para a produção da cartografia geotérmica de Portugal Continental direccionada para os vários tipos de Geotermia e aproveitamentos geotérmicos, salientam-se os trabalhos anteriores que foram a base das contribuições portuguesas para os sucessivos Atlas de Recursos Geotérmicos Europeus (c.f. Hurter e Haenel, 2002), complementados com os Testes de Resposta Térmica (TRT) que actualmente são necessários realizar para o dimensionamento de instalações de GS de média dimensão. A Geotermia na sua componente "Atlas Geotérmico Nacional" não se esgota, no entanto, na cartografia dos parâmetros tradicionais com interesse para o assunto, pelo que vai socorrer-se de informação proveniente de diversas fontes, nomeadamente de informação proveniente da actividade empresarial ligada à prospecção mineira, geologia, hidrogeologia, geoquímica, ambiente, ensaios de TRT e projectos de geotermia de carácter regional e local.

Por isso, no Atlas Geotérmico Nacional será adicionado um conjunto de informação que integrará vários *layers*, nomeadamente (Fig. 2):

Carta dos Gradientes Geotérmicos;
Carta das Condutividades Térmicas;
Carta da Densidade de Fluxo de Calor à Superfície;
Cartas de Temperaturas a várias profundidades;
Carta da Taxa de Exposição Natural (Batista et al. 2013);
Carta da Produção de Calor Radiogénico;
Carta do Urânio;
Carta do Tório;
Carta do Potássio;
Mapas de aquíferos a várias profundidades;
Mapa de ocorrências geotérmicas;
Mapa de ocorrências de recursos hidrominerais.
Carta Nacional do Potencial Geotérmico Profundo;
Cartas Regionais do Potencial Geotérmico Superficial;
Tabelas de determinações de condutividade térmica por litologias;
Tabela de determinações de produção de calor radiogénico por litologias.

O Atlas Geotérmico Nacional inclui ainda informação proveniente de outros projectos e instituições (Figs. 2 e 3) e até empresas privadas. Esta partilha pretende constituir um factor de valorização que simultaneamente pretende unificar a informação existente e incentivar a partilha de informação interinstitucional.



Fig. 2 – Conjunto de informação e layers que integrarão o Atlas Geotérmico Nacional.

3. ORIGEM E INTEGRAÇÃO DOS VÁRIOS TIPOS DE CARTOGRAFIA COM IMPORTÂNCIA PARA A GEOTERMIA

Os estudos para a estimativa de grandezas físicas associadas à Geotermia tiveram o seu início em Portugal Continental nos finais da década de 1970, nomeadamente a Densidade de Fluxo de Calor à superfície (DFC), cuja estimativa implica o conhecimento do gradiente geotérmico e da condutividade térmica. Desde então, apenas em alguns casos a aquisição desta informação foi direccionada desde o início especificamente para a Geotermia, tendo na maior parte dos casos beneficiado de trabalhos investigação, prospecção ou pesquisa efectuados com outros objectivos, nomeadamente prospecção de água, petróleo ou pesquisa mineira. De início, os estudos realizados diziam essencialmente respeito a medições de temperatura e/ou determinação de gradientes geotérmicos em sondagens mecânicas mineiras, de água e de pesquisa de petróleo, designadamente realizadas por Correia et al. (1982), Camelo (1987a; 1987b), Almeida (1992), Duque (1991) e Duque e Mendes-Victor (1993). De facto, até 1996, a exploração mineira facilitou o estudo geotérmico de uma quantidade relativamente grande de sondagens mecânicas, em especial na Zona Sul-Portuguesa, não só pela sua profundidade, mas também pelo facto da maioria dos seus testemunhos serem preservados pelas entidades que os realizaram e entregues para arquivo nas litotecas dos antigos Serviço de Fomento Mineiro (SFM) e IGM, actualmente LNEG, localizadas actualmente em S. Mamede de Infesta, Alfragide e na Mina da Apariz. Este facto permitiu logo desde então a realização posterior de medidas de condutividade térmica das formações atravessadas pelas sondagens mecânicas em que só existam dados de temperaturas em profundidade (Camelo, 1987b, Duque, 1991; Almeida, 1993), encontrando-se os seus valores tabelados de acordo com a litologia em Ramalho e Correia (2006). Apenas em 1996 foram recuperadas duas sondagens mecânicas para serem convertidas em sondagens termométricas, uma delas localizada nas proximidades de Évora, com 200 m, e outra em Ferreira do Alentejo, com 410 m (Ramalho, 1996). Mais recentemente, e dada a escassa densidade de sondagens mecânicas profundas no Maciço Hercínico, optou-se nesta zona por aplicar geotermómetros a águas de circulação comprovadamente profunda, pela sua temperatura de emergência ou pelo seu quimismo (Cruz et al., 1996), e incorporá-los na informação geral de Portugal Continental (Correia e Ramalho, 2009). Por outro lado, a informação proveniente do projecto de cooperação transfronteiriça Promoeener-A, que terminou em 2013, mas que diz respeito apenas à zona interior do Alentejo, Beira Baixa e Cova da Beira, incorporará brevemente a última informação publicada em Ramalho (2013). Actualmente, já se inclui a informação proveniente de ensaios de TRT, que embora superficial, poderá fornecer informação de relevo científico e colmatar lacunas geográficasgeográfico. No início de 2013 a base de dados continha 209 pontos onde foram efectuadas medições para estimativas de DFC em Portugal Continental e a sua proveniência divide-se em sondagens geotécnicas, mineiras, de água, de petróleo, termométricas e ocorrências termais (Ramalho, 2013). Actualmente, com a introdução da informação do projecto Promoeener-A, esse número ascende a 243 pontos.

A variedade das fontes dos dados de Geotermia, superior a 30, tornou necessária a sua homogeneização através de compilação, análise, processamento e apresentação, sob a forma de tabelas e mapas, dos dados geotérmicos reunidos até 1996 em publicações científicas ou relatórios internos de várias instituições portuguesas que se dedicam, ou dedicaram devido às suas competências institucionais e vocação científica, a trabalhos desta natureza. Em 1995, o ex-IGM passou a dedicar-se não só à aquisição de informação, como também ao trabalho de homogeneização dos dados das restantes instituições, mercê das competências institucionais que lhe foram atribuídas aquando da sua criação em 1992. Assim, na sequência da assinatura do contrato com o Niedersachsishes Landesamt für Bodenforshung (Geological

Survey) Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (NLfB-GGA) de Hannover, para integrar a contribuição Portuguesa referente a Portugal Continental do "Atlas of Geothermal Resources in Europe" (Hurter e Haenel, 2002) foi possível uma análise integrada de toda a informação existente e dispersa, que tinha sido recolhida ao longo das duas décadas anteriores.

Este projecto obrigou a uma procura e revisão cuidadosa de todos os dados existentes de determinações de temperatura em profundidade em sondagens mecânicas e estimativas de DFC. A tarefa revestiu-se por vezes de grande dificuldade, pela multiplicidade de fontes com graus de rigor e informação de base muito variados. Em alguns casos, os dados originais das termometrias, essenciais para a sua determinação, perderam-se e noutros a sua recuperação rigorosa era praticamente impossível. Além disso, antes da utilização corrente de GPS na realização de trabalhos de campo, as coordenadas eram por vezes vagas e sem rigor geográfico, não havendo qualquer referência ao sistema de coordenadas e *datum* utilizados. Estes factores implicam que esta informação apenas possa actualmente ser utilizada em estudos de carácter regional. Para investigações geotérmicas de carácter local a abordagem é obrigatoriamente diferente, mais rigorosa e com grau de detalhe superior, onde não subsistam dúvidas acerca da localização geográfica das sondagens. Tornou-se então claro ser necessário iniciar e desenvolver uma base de dados geotérmicos para Portugal Continental (Ramalho, 1999), que contemplasse os dados já existentes, publicados e por publicar, de forma a reunir toda a informação disponível de diferente qualidade, que foi recolhida e tratada por vários autores, que inclui informação relativa aos dados de cada proveniência referidos anteriormente e proceder posteriormente à sua classificação (Ramalho, 2013). Ao longo destes anos, têm sido várias as solicitações informais para a cedência e utilização dos dados coligidos, bem como explicações detalhadas acerca do modo como foram obtidos, analisados e processados, pelo que esta informação se encontra descrita em Ramalho e Correia (2006) e Ramalho (2013). Estas solicitações têm tido origem em diversas áreas, como investigação, projectos de climatização ou estudos ligados a Reologia. Em conformidade, a base de dados tem sido sucessivamente adaptada de forma a dar resposta às questões que têm sucessivamente vindo a ser colocadas. Actualmente, a aquisição e o conhecimento de informação relacionada com o gradiente geotérmico e com a condutividade térmica tem vindo a ter uma muito maior procura e desta vez pelas empresas ligadas a instalações de GSHP ligadas à GS, ganhando, pois uma importância para o meio empresarial que até há pouco tempo era inexistente. Para a promoção de investimentos em projectos que visam a construção de instalações geotérmicas em Portugal Continental é, pois, de todo interesse um conhecimento geotérmico do país actualizado e orientado para esse efeito, materializado no Atlas Geotérmico Nacional.

A informação coligida, muito escassa de início, foi sendo sucessivamente publicada em Atlas de Recursos Geotérmicos Europeus actualizados com a informação existente na altura da elaboração da contribuição portuguesa para cada uma das edições (Haenel et al., 1980; Haenel e Staroste, 1988; Hurter e Haenel, 2002) e no Atlas Geotérmico da Europa (Hurtig et al., 1992), este último com a incorporação de 13 medidas de DFC. Como é fácil de verificar, o número de sondagens mecânicas estudadas foi aumentando sucessivamente a cada edição e o modo de seleccionar os dados de DFC foi progressivamente seguindo padrões mais bem definidos e rigorosos.

Assim, para a publicação de Correia et al. (2002) in Hurter e Haenel (2002) foi efectuada uma revisão exaustiva dos trabalhos efectuados por Haenel et al. (1980), Correia et al. (1982), Camelo (1987a; 1987b), Correia et al. (1988) in Haenel e Staroste (1988), Almeida (1992), Duque (1991), Duque e Mendes-Victor (1993) e Fernandèz et al. (1995). Essa revisão exaustiva, efectuada à escala Ibérica, foi publicada em Fernandèz et al. (1998) com a selecção de sondagens a seguir os mesmos critérios em Portugal e Espanha.



Fig. 3 – Outros projectos e fontes de informação para integração no Atlas Geotérmico Nacional.

Nessa perspectiva, também desde a publicação do último Atlas (Hurter e Haenel, 2002), têm também vindo a ser feitas actualizações sucessivas aos dados de DFC e respectivas alterações nos correspondentes mapas (Correia e Ramalho, 2006; Correia e Ramalho, 2010) a partir dos dados de termometrias. Tal como já foi referido, foram igualmente publicadas outras actualizações, incorporando estimativas de DFC a partir de geotermómetros da sílica aplicados a águas de circulação profunda, cujas características químicas sejam adequadas à estimativa de DFC (Correia e Ramalho, 2009).

Além da DFC e parâmetros relacionados, a base de dados inclui informação de relevo para tornar possível todo o processo de extrapolação de temperaturas para profundidades da ordem dos quilómetros, necessárias aos estudos de EGS ou de armazenamento de CO_2 cujos campos principais que permitem a obtenção desses parâmetros são adaptados aos requisitos referidos em Jessop (1990).

A cartografia geológica às escalas 1:500 k, 1:200 k e 1:50 k e hidrogeológica produzida pelo LNEG, bem como as bases de dados *online* disponibilizadas pelas entidades competentes relacionadas com a caracterização de aquíferos ou de parâmetros que contribuem para a avaliação geográfica do potencial ou da demanda energéticos (SNIRH, Atlas do Ambiente, Geoportal, por exemplo). A determinação de outros parâmetros, nomeadamente a Produção de Calor Radiogénico (A) são igualmente importantes componentes a ter em conta aquando de qualquer trabalho para pesquisa relacionada com Geotermia, neste caso profunda. Este último parâmetro socorre-se por sua vez de outras fontes, como é o caso dos levantamentos aeroespectrométricos realizados no âmbito de contratos de prospecção e pesquisa das empresas mineiras, cuja informação inclui, além das contagens totais, as concentrações em U, Th e K de grandes áreas geográficas (Torres et al., 2000) ou da Carta Radiométrica Nacional, baseada em contagens totais de radiação gama natural (Batista et al., 2013).

4. CONCLUSÕES

O Atlas Geotérmico Nacional *online* é um projecto criado na sequência de outros projectos de cartografia, englobando informação de carácter diverso e aplicável aos vários tipos de geotermia, proveniente de diversas fontes institucionais e processada de forma que seja aplicada na informação, divulgação, formação e investigação. Pretende constituir uma fonte de informação clara e acessível para o leque diverso dos actuais intervenientes ligados à Geotermia, designadamente projectistas, empresários e investigadores e ser utilizado tanto em projectos de I&D como em projectos industriais.

Pretende ser objecto de actualização contínua, concretizando os seus objectivos de servir o país no fomento de uma actividade emergente como é a exploração da energia geotérmica. Tal será conseguido com a colaboração de outras instituições ligadas à temática da Geotermia e não só, que contribuam com informação relevante em sua posse e que juntem sinergias de trabalho para um fim comum.

5. AGRADECIMENTOS

Não quero deixar de agradecer aos meus colegas do Grupo de Geotermia do LNEG pertencentes ao LGM, nomeadamente aos Doutores Rita Caldeira, Rayco Diaz e Helena Amaral e ao Prof. Doutor António Correia da Universidade de Évora, parceiro de grande parte dos trabalhos de investigação em Geotermia aqui referidos. Um agradecimento especial aos colegas da DGEG pelas sinergias de trabalho que sempre existiram ao longo dos anos.

6. REFERÊNCIAS

Almeida, L. C. (1992) – Prospecção geotérmica – Determinação de gradientes geotérmicos em furos de sonda. Boletim Informativo do INMG.

Almeida, L. C. (1993) – Prospecção geotérmica – Cálculo de condutividades térmicas em amostras de rochas. Boletim Informativo do INMG. 7p.

Batista, M. J., Torres, L., Leote, J., Prazeres, C., Saraiva, J. e Carvalho J. (2013) – Carta de Taxa de Exposição Natural à escala 1:500.000. Laboratório Nacional de Energia e Geologia. *Carta em formato digital.*

Camelo, S. M. (1987a) – Analysis of bottom-hole temperature and preliminary estimation of heat flow in Portuguese sedimentary basins. Revista Brasileira de Geofísica, v.5, pp.139-142.

Camelo, S. M. (1987b) – Fluxo de calor terrestre de Portugal Continental. Relatório Interno do INMG.

Correia, A. e Ramalho, E. C. (1998) – New heat flow density determinations in Southern Portugal: a geothermal anomaly revisited. Tectonophysics, n° 291, pp.55-62.

Correia, A. e Ramalho, E. C. (2005) – Updated surface heat flow density map in Mainland Portugal. CD dos Proceedings of the World Geothermal Congress, 2005, Antalya, Turquia. 5p.

Correia, A. e Ramalho, E. C. (2009) – Heat flow density estimations in the Portugueses Northern Hercynian Massif using silica geothermometry. Transactions Geothermal Resources Council Annual Meeting 2009.

Correia, A. e Ramalho, E. C. (2010) – Update heat flow density Map for Portugal. Proceedings of the World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonésia.

Correia, A., Duque, R., Maciel, C., Camelo, S., Almeida, L.C. e Mendes-Victor, L. A. (1982) – Primeiras determinações do fluxo de calor em Portugal. INMG, Boletim Informativo, nº56, pp.3-13.

Correia, A., Mendes-Victor, L. e Espírito Santo, V. (1988) – Portuguese Contribution for the Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland. Haenel, R. and Staroste, E. (Eds) Verlag Th. Schaefer, Hannover. 74p. 110 plates.

Correia, A., Ramalho, E., Rodrigues da Silva, A. M., Mendes-Victor, L. M., Duque, M. R., Aires-Barros, L., Santos, F.M. e Aumento, F. (2002) – Portugal – In: Atlas of Geothermal Resources in Europe (Eds: Suzanne Hurter and Ralph Haenel), GGA, Hannover, Germany. 92p., 89 plates. pp.47-49.

Cruz, J., Lourenço, M. C., Ramalho, E. C., Rodrigues da Silva, A. M. e Correia, A. (1996) – Breve descrição das ocorrências termais com temperatura superior a 20ºC em Portugal Continental. Boletim de Minas. Nº 32, pp.132-134.

Duque, M. R. (1991) – Contribuição do fluxo de calor para a caracterização da litosfera na região do Alentejo. Tese de Doutoramento. Universidade de Évora, 130p.

Duque, R. e Mendes-Victor, L. A. (1993) – Heat flow and deep temperature in South Portugal. Studia Geoph. et Geod. v.37, pp.279-292.

Fernandèz, M., Almeida, C. e Cabal, J. (1995) – Heat flow and heat production in Western Iberia. Proceedings of World Geothermal Congress'95, v. 2, pp. 745-749.

Fernandèz, M., Marzan, I., Correia, A. e Ramalho, E. C. (1998) – Heat flow and lithospheric regime in the Iberian Peninsula. Tectonophysics, n° 291, pp.29-53.

Haenel, R. e Staroste (1988) – Atlas of Geothermal Resources in the European Community, Austria and Switzerland, E. Verlag Th. Schaefer, Hannover. 74p, 110 plates.

Haenel, R., Legrand, R., Balling, N., Saxov, S., Brow, K., Goble, R., Meunier, J. Fanelli, M., Rori, A., Solomone, M., Taffi, L., Prins, S., Berley, A. J., Edmunds, W. M., Oxburgh, E. R., Richardson, S. W. e Wheildon (1980) – Atlas of Subsurface Temperature in the European Community, Th. Schafer Druckerei GmbH, Hannover, 36p., 43 maps.

Hurter S. e Haenel, R. (2002) – Atlas of Geothermal Resources in Europe. Directorate-General for Research and Innovation, European Commission. GGA, Hannover, Germany. 92p., 89 plates. pp.47-49.

Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R. and Zui, V. (1992) – Geothermal Atlas of Europe. Hermann Haack, Potsdam, 155p.

http://www.thermomap-project.eu/ (02/01/2014)

http://promoeener-a.com/pt (02/01/2014)

http://geoportal.lneg.pt/ (02/01/2014)

http://snirh.pt/ (02/01/2014)

http://www.adene.pt/iniciativa/plataforma-portuguesa-de-geotermia-superficial (02/01/2014)

http://sniamb.apambiente.pt/webatlas/ (02/01/2014)

Jessop, A. M. (1990) – Thermal Geophysics. Developments in solid Earth Geophysics. Elsevier. 306p.

Madureira, P. R. (2013) – Apresentação do Plataforma Portuguesa de Geotermia Superficial. 1º Seminário da Plataforma Portuguesa da Goetermia Superficial, LNEG, 8 de Julho de 2013.

Ramalho, E. C. (1996) – Relatório final do Projecto nº JOU2-CT93-0298,"Atlas de Recursos Geotérmicos da Europa" (DRHG, Dezembro). Relatório interno no âmbito do Projecto.

Ramalho, E. C. (1999) – O "Atlas de Recursos Geotérmicos da Europa" como impulso da inventariação da informação geotérmica existente em Portugal Continental', Actas do Encontro sobre Sistemas de Informação Geográfica e Geológica de Base Regional, 23 Setembro 1999, Beja, Painel 1 – Projectos Europeus e Transfronteiriços, pp.1.41-1.44.

Ramalho, E. C. (2013) – Sondagens Mecânicas e Prospecção Geofísica na Caracterização de Fluidos, Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro. 184p.+anexos.

Ramalho, E. C. e Correia, A. (2006) – Contributo para a caracterização térmica em Portugal Continental – Análise e processamento de dados geotérmicos compilados até 1996. Relatório Interno do INETI. 31p.

Torres, L., Mardolcar, U., Ramalho, E. e Brito, F. (2000) – Heat production in the Upper Crust of SW Iberia inferred from airborne gamma ray spectrometry. Geothermics at the End of the Century, Évora, 2-7 April 2000. p.62.