

“TWO DECADES OF EARTH SCIENCE RESEARCH”

CGE
CENTRO DE GEOFÍSICA DE ÉVORA
CELEBRATION OF 20 YEARS

ÉVORA, 23 NOVEMBER 2012



Published by
Centro de Geofísica de Évora
Universidade de Évora



TWO DECADES OF EARTH SCIENCE RESEARCH

On the occasion of the 20th anniversary of the CGE

Edited by

*Ana Maria Silva, António Alexandre Araújo, António Heitor Reis,
Manuela Morais, Mourad Bezzeghoud*

Centro de Geofísica de Évora (CGE)

University of Évora, November 2012

© Universidade de Évora
R. Romão Ramalho, 59
7000-671 Évora, Portugal

ISBN: 78-989-95091-4-6
Deposito Legal: 351621/12

Contents

Foreword	5
Acknowledgements	7
Oradores Convidados – <i>Keynote Speakers</i>	9
Large Earthquakes and the development of seismology <i>Agustín Udías</i>	11
Climate Change Modelling: certainties and uncertainties <i>Hervé Le Treut</i>	19
Integration of the Nacional Scientific System in the European area <i>Maria da Graça Carvalho</i>	23
Política Científica – <i>Scientific Policy</i>	25
Creation and Development, from the individual researcher to research empires <i>António Heitor Reis</i>	27
Laboratório de Ciências e Tecnologias da Terra Atmosfera e Energia: Uma candidatura ao sistema de apoio a infraestruturas científicas e tecnológicas (QREN) <i>António Alexandre Araújo</i>	35
Terra Sólida – <i>Solid Earth</i>	39
Viagem ao interior da Terra <i>Mourad Bezzeghoub</i>	41
Uma revista de geofísica editada nos anos trinta do Portugal do século passado <i>Jorge Ferreira, Augusto J. Santos Fitas</i>	63
Physics of Seismo-Electromagnetic Phenomena: Twenty Years After <i>Hugo Gonçalves Silva, Mourad Bezzeghoub</i>	69
Seismicity of Azores and Geodynamic implications <i>José Fernando Borges, Mourad Bezzeghoub, Bento Caldeira</i>	79
“Transient Knickpoints” No leito dos rios, significado na evolução da paisagem <i>António Martins, Bento Caldeira, José Borges</i>	93
Centro de atividades Litosfera, Manto e Recursos Minerais: O percurso da Geologia no Centro de Geofísica de Évora <i>Carlos Ribeiro</i>	99

CGE: da divulgação à investigação <i>Rui Dias, Bento Caldeira, Isabel Machado</i>	103
--	-----

Atmosfera & Hidrosfera – <i>Atmosphere & Hydrosphere</i>	109
---	-----

Nearly 20 Years of Satellite remote sensing at CGE <i>Maria João Costa, Vanda Salgueiro, Miguel Potes, Flavio Couto, Dina Santos, Daniele Bortoli, Ana Maria Silva, Manuel Antón, Carlos Mateus, Rui Salgado, Maria Manuela Morais</i>	111
---	-----

Aerosol Optical and Microphysical measurements at CGE since 2004 <i>Frank Wagner, Sérgio Pereira, Jana Preissler, Juan Luis Guerrero- Rascado, Ana Maria Silva</i>	123
--	-----

Effect of two desert dust events on solar ultraviolet radiation over Évora <i>Vanda Salgueiro, Maria João Costa</i>	135
---	-----

Development of optical remotes sensing equipments and techniques for the monitoring of atmospheric tracers at the Geophysics Centre of Évora <i>Daniele Bortoli, Ana Filipa Domingues, Pavan S. Kulkarni, Maria João Costa, Ana Maria Silva, Manuel Antón</i>	143
--	-----

Determination of the ozone columnar content from spectral irradiances measured at the surface <i>Marta Melgão, Maria João Costa, Ana Maria Silva, Daniele Bortoli</i>	155
---	-----

Study of significant wintertime precipitation events in Madeira Island <i>Flavio Tiago do Couto, Rui Salgado, Maria João Costa</i>	163
--	-----

Water quality of inland waters <i>Miguel Potes, Maria João Costa, Rui Salgado</i>	171
--	-----

Foreword

In 2012, the Évora Geophysics Centre (CGE) celebrates 20 years of activity. In these two decades, the national scientific system underwent a profound transformation, new organizational structures appeared, and participation in structures and international networks, and scientific integration reached very high levels. The national scientific environment is now more qualified and competitive; however the available funding per researcher became scarcer.

Currently the CGE team includes 67 full members, and is organized in two main Lines of Research: (1) *Atmosphere and Hydrosphere*, (ii) *Solid Earth*. The first one comprises the centers of activity: *Meteorology & Climate, Water, Environment, & Surface Processes*, and *Energy & Flow Structures*, while the latter is composed of the centers of activity: *Active Tectonics & Risks, Lithosphere, Mantle & Geological Resources*, and *Heritage & Archeometry*.

The time of maturity has come for GCE as a research unit, with a growth trajectory that was not always linear; however it has been progressive with respect to scientific quality, organizational structure, and the scientific and training outputs that were made available to the community.

It is also the time to reflect on the past and to define future strategies. This debate is carried out within the evolving framework in which the CGE develops its activity. Actually, CGE faces new challenges on the times ahead. At the national level new rules of public funding have been announced, which are expected to increase competition for national funding, together with a strong pressure to make networking among the teams for the use of the available facilities. At the international level, CGE is challenged to collaborate with national and international teams to get access to the new European funding program HORIZON 2020.

The workshop “Two Decades of Earth Science Research” was held at the University of Évora, on 23 November 2012, as the closure of the Program of Celebrations, which spanned over the year of 2012. For this workshop we invited national and international key figures as "keynote speakers", and other colleagues, which with us will reflect on the evolution of Earth Sciences, Atmosphere and Hydrosphere, and the national and European science on these two decades. With this initiative we will also make our contribution to the community for the analysis of this framework and define new directions for the scientific activity.

Finally, we wish to thank the keynote speakers, Professors Agustin Udías, Hervé Le Treut, and Maria da Graça Carvalho for their kind collaboration by delivering timely and important speeches, as well all colleagues who contributed to this workshop with their papers, and also all the other people that somehow contributed to the success of the workshop “Two Decades of Earth Science Research”.

Évora, 23 November, 2012,

The Organizing Committee,
The Book Editors,

Ana Maria Silva,
António Alexandre Araújo,
António Heitor Reis,
Manuela Morais,
Mourad Bezzeghond

ACKNOWLEDGEMENTS

The editors express their grateful appreciation to the authors who kindly accepted with enthusiasm the opportunity of meeting together to share their interests and views at the Workshop *Two decades of Earth Science Research* and who afterwards offered their written contributions collected in this book.

The workshop and the edition of this book have been made possible by the generous sponsorship received from *Fundação para a Ciência e Tecnologia* under the Strategic Project PEst-OE/CTE/UI0078/2011. To this authority we are doubly obliged for recognizing the merit of the initiative and for the material support provided to make it through.

We are also grateful to the *University of Évora* for the facilities provided to the workshop “Two Decades of Earth Science Research”.

FCT

Fundação para a Ciência e a Tecnologia

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E ENSINO SUPERIOR



VIAGEM AO INTERIOR DA TERRA

MOURAD BEZZEGHOUD

*Departamento de Física e Centro de Geofísica de Évora, Universidade de Évora
Évora, Portugal, mourad@uevora.pt*

Mais de 200.000 terramotos são registados e localizados à escala mundial cada ano. A monitorização sísmica à escala global, regional e local fornece informação que permite compreender a ocorrência dos sismos e, portanto, permite cartografar as regiões de alto e baixo risco sísmico. Densificação de redes sísmicas e técnicas avançadas da análise sísmica facilitaram a descoberta do até então desconhecidos fenómenos sísmicos (sismos lentos, ruptura sísmicas múltiplas e, velocidade de ruptura supersónica), que vieram iluminar a física dos terramotos. A monitorização sísmica permanente, portanto, fornece informações fundamentais para um melhor conhecimento do interior da Terra e para a avaliação do risco sísmico e a engenharia sísmica.

1 Introdução

A *Sismologia* trata do estudo da atividade das forças físicas responsáveis pela origem dos sismos (ou terramotos) e da propagação das vibrações (ondas sísmicas) geradas por eles. Baseia-se na análise do sinal sísmico e nas características das ondas sísmicas. Todas as estruturas localizadas desde o centro da Terra, até a sua superfície são objecto de estudo desta disciplina. Pode pois considerar-se que a *Sismologia* estuda os terramotos e a estrutura interna da Terra utilizando as ondas sísmicas.

A Terra é o nosso habitat natural. O ser humano e o desenvolvimento económico e social dependem dos recursos do planeta. De facto, a gestão que deles se fizer neste início de século XXI será determinante dado que os recursos do planeta não são inesgotáveis; só a sua exploração moderada e racional permitirá que a Terra seja capaz de albergar e sustentar os 10 mil milhões de seres humanos que, calcula-se, será a população no final do século XXI. Em consequência, o conhecimento e a compreensão do funcionamento do nosso planeta são prioritários para que a vida, e a nossa sociedade, se desenvolva de maneira harmoniosa e duradoura. Resta-nos como última escolha e única alternativa o ensinar à nova geração o que é a Terra.

Depois de dominar os conhecimentos físicos como a gravidade (Issac Newton, 1687), o electro-magnetismo (James Clerk Maxwell, 1865) e a propagação das ondas sísmicas (John William Strutt¹, 1887) mas também de ser capaz de realizar observações precisas de diversas grandezas físicas à superfície da Terra, desenvolveu-se uma nova ciência: a Geofísica ou Física da Terra². No século XX, a aquisição de uma quantidade impressionante de observações e de informações foram possíveis devido ao progresso da electrónica e da informática.

Embora a Terra gire à volta do Sol há 4.6 mil milhões de anos, o nosso conhecimento do seu interior era ainda rudimentar no início do século XX. Este atraso

¹ Mais conhecido como Lord Rayleigh

² Termo introduzido pela primeira vez por Franz Ernst Neumann (1798 - 1895): "Physik der Erde" (Física da Terra). Mineralogista, Físico e Matemático Alemão.

era significativo quando comparado com o conhecimento sobre o infinitamente pequeno (descoberta da radioatividade por Antoine Henri Becquerel em 1896; identificação do electrão por Joseph John Thomson em 1897; formulação da teoria dos quanta por Max Planck e Niels Bohr em 1900) e infinitamente grande (teoria da gravitação por Isaac Newton em 1687; fundamentos da mecânica celeste por Pierre Simon Laplace em 1799; formulação da teoria da relatividade geral por Einstein em 1916). O conhecimento do interior da Terra é uma obra do século XX: em 1907 John Milne (1850-1913) identificou a crosta, Lord Rayleigh, Lord Rutherford e Emil Wiechert³ o manto; o limite entre a crosta e o manto foi definido por Andrija Mohorovicic em 1909 (descontinuidade de Mohorovicic ou o *Moho*); em 1906, o notável trabalho de Oldham determinou a dimensão do núcleo externo terrestre (trabalho a que a comunidade científica não prestou qualquer atenção); Beno Gutenberg (1889-1960), em 1912 na sua tese de doutoramento [1, 2, 3], delimitou de forma ainda mais precisa o limite entre o núcleo externo e o manto. Esta interface entre a astenosfera e a endosfera é chamada *Descontinuidade de Gutenberg*; em 1926, Sir Harold Jeffreys (1891-1989) [4, 5], descobriu que o núcleo externo é líquido; em 1936 Inge Lehman (1888-1993) [6], com o célebre PKP forneceu a chave para a identificação do núcleo interno terrestre; núcleo interno que, em 1946, é identificado como sólido por Keith Edward Bullen (1906–1976) [7]. Em 1935, H. Jeffreys e K. E. Bullen publicaram as famosas tabelas de tempo de percurso das ondas sísmicas que levam os seus nomes (tabelas de Jeffreys-Bullen, JB) e que serviram de referência para os sismólogos e geofísicos durante meio século [8]. Todas as descobertas sobre a estrutura da Terra, antes enunciadas (de John Milne à K. E. Bullen), basearam-se no estudo dos terremotos e da propagação das ondas sísmicas. Há também que sublinhar um dos grandes passos dados para o conhecimento da geodinâmica interna deve-se ao irlandês Robert Mallet (1810-1881) [9] e aos franceses, Alexis Perrey (1807-1882) [10] e o conde Fernand Jean Batiste Marie de Montessus de Ballore (1851-1923) [11, 12] que dedicaram parte significativa dos seus trabalhos à recolha de informações referentes a sismos ocorridos em todo o Planeta. A descoberta revolucionária da expansão dos fundos oceânicos por Drummond Hoyle Matthews e o seu estudante Fred J. Vine no início da década de 1960 [13] confirmou a teoria de Alfred Wegener (1880-1930) publicada e comunicada em 1912 [14], altamente controversa para a época.

A Terra é um sistema complexo e de observação difícil, só as respostas obtidas pela Física da Terra Sólida permitem um bom conhecimento do interior do nosso planeta. Recentemente, no ano de 1968, foi proposto e aceite um modelo dinâmico e unificador que no essencial se ajustava às observações até então realizadas. É o modelo da tectónica das placas⁴, cuja génese demorou mais de trinta anos. Foram as interrogações de Wegener, colocadas em 1915, que o conduziram a uma reflexão sobre a mobilidade dos

³ Físico alemão, co-fundador e director do primeiro Instituto Geofísico.

⁴ Teoria da tectónica das placas: teoria da extensão do fundo oceânico (*sea floor spreading*), resultado dos trabalhos de geologia marina de H. Hess e seus colegas publicado em 1962. O nome *sea floor spreading* foi proposto, em realidade, pelo geólogo R.S Dietz, que estudou com os seus colegas H. Menard, M. Ewing e B. Heezen o fundo dos oceanos nos anos 50.

continentes, na época os opositores mais duros foram os físicos ao demonstrarem que era impossível deslocar fisicamente tais massas continentais. Embora o motor, associado à rotação da Terra, proposto por Wegener fosse pouco credível, quarenta anos mais tarde, observações irrefutáveis, tal como a inversão da magnetização da crosta oceânica antes referida, conduziram à emergência da noção de placas litosféricas e ao seu movimento efetivo determinado por processos geodésicos.

2 Fundamentos

Os tópicos fundamentais abordados pela *Sismologia* podem ser resumidas do seguinte modo:

- a) **Estudo da fonte sísmica.** A partir dos registos sísmicos gerados pelas ondas, são obtidas informações sobre a fonte sísmica, incluindo a sua magnitude, localização, duração, profundidade, sua orientação e o seu processo de ruptura ao longo da falha. Uma análise mais detalhada fornece informações sobre as tensões distribuídas ao longo das falhas e as deformações associadas à superfície.
- b) **Estudo da estrutura interna da Terra ou tomografia sísmica.** As ondas telesísmicas (ondas provenientes de sismos distantes) fornecem informações sobre a estrutura interna da Terra (crosta, manto e núcleo). Os terremotos profundos fornecem informações sobre a estrutura do manto superior, enquanto os sismos superficiais fornecem informações detalhadas sobre as falhas ativas e a estrutura da crosta.
- c) **Sismologia experimental.** As ondas sísmicas induzidas (geradas) por explosões controladas são utilizadas para cartografar a estrutura da crosta terrestre.
- d) **Movimentos fortes e risco sísmico.** A *sismologia* relacionada com os movimentos fortes usa as ondas geradas por sismos de forte magnitude para um estudo detalhado da fonte sísmica, prever a aceleração do próximo movimento, estabelecer códigos para uma construção segura e melhorar o design da engenharia sísmica.

3 Sismologia, Ciência dos terremotos

A palavra *sismologia* tem como origem duas palavras gregas *seismos*, agitação ou movimentos rápidos ou tremores, e *logos*, ciência: *sismologia* = ciência dos sismos ou terremotos. A palavra terremoto resulta, também de duas palavras mas de origem latinas *terrae*, terra, e *motus*, agitado: *terrae motus* = agitação da terra. O termo *sismologia* começou a ser utilizado em metades do século XIX. Para os gregos, a palavra meteoros incluía os estudos dos cometas e de todos os fenómenos de superfície, que hoje em dia constituem a meteorologia, como a chuva, os ventos, os trovões, etc., mas curiosamente incluía também os terremotos e as erupções vulcânicas, cujo estudo pertence atualmente a outras ciências.

A causa dos terremotos foi explicada pela primeira vez pelos filósofos gregos. Um deles, Aristóteles propôs que a causa dos terremotos consiste na agitação da terra, devido aos vapores ou ventos subterrâneos presos no seu interior, que tentam de sair para a superfície. Evidentemente, nesta explicação relacionam-se os terremotos e os vulcões.

Esta primeira teoria foi aceite pelos romanos e foi mantida no ocidente, com ligeiras mudanças, até o século XVII. Uma segunda teoria (M. Lister e N. Lesmery), descrevendo que os terremotos são devidos às explosões produzidas por acumulação de material inflamável no interior da terra, surgiu entre finais do século XVII e início do século XVIII. Esta teoria foi aceite por Newton e Buffon.

Em 1 de Novembro de 1755, pelas nove e quarenta e cinco da manhã, os habitantes de Lisboa começaram a sentir, com espanto e angústia, que o chão lhes tremia por debaixo dos pés. O terremoto de Lisboa causou a destruição desta cidade e produziu um maremoto (ou tsunami) e foi sentido a grandes distâncias. Para além do seu valor político e estatístico, o inquérito do Marques de Pombal de 1756 (Informações Paroquiais) tem um relevante alcance científico, marcando, na opinião abalizada de Fernand Montessus de Ballore, um passo decisivo no nascimento da *Sismologia* moderna.

A primeira associação entre terremoto e propagação de ondas elásticas no interior da terra foi feita em 1760 por J. Mitchell e a seguir a mesma ideia foi desenvolvida por T. Young e J. Milne, respectivamente em 1807 e 1841.

Em 1696 foi realizado, por J. Zahn, o primeiro catálogo sísmico mundial, muito antes do terremoto de Lisboa (1755). Mas os catálogos modernos começaram a serem publicados só a partir de 1850 com os trabalhos de R. Mallet e A. Ferrey, o que constituiu a base da *Sismologia* moderna. R Mallet desenvolveu a teoria da fonte sísmica e da propagação das ondas sísmicas no interior da terra e em todas as direções e relacionou a ocorrência do terremoto com a do processo de ruptura dentro da crosta terrestre. No início do século XX, F. Montessus de Ballore e A. Sieberg atribuíram a causa dos terremotos aos processos tectónicos, tendo contribuído para o desenvolvimento da *Sismologia*. Na primeira metade do século XIX, foram utilizados os primeiros sismómetros com registos contínuos baseados num sistema pendular desenvolvidos por J. Milne, F. Omori (1868-1923), E. Wiechert, B.B. Galitzine e H. Benioff. Os primeiros modelos do interior da Terra, baseados em dados sísmicos, foram propostos entre 1914 e 1939, por B. Gutenberg, H. Jeffreys, K. Bullen, e J. Macelwane.

A partir de 1950 até os dias de hoje, houve um grande desenvolvimento tecnológico da *Sismologia* que será descrito no início de cada capítulo. Serão detalhados todos os capítulos da disciplina de uma maneira orientada e sucinta.

A subdivisão da *Sismologia* nas suas três vertentes essenciais se apresenta como segue: 1) sismologia fundamental (teórica e de observação), 2) prospecção sísmica ou sismologia experimental e 3) engenharia sísmica. A sismologia teórica, que é uma aplicação da mecânica dos meios contínuos, em particular, da teoria de elasticidade ao fenómenos relacionados com a ocorrência dos terremotos. Considera-se também o estudo do mecanismo focal responsável pela geração dos sismos e o da propagação das ondas sísmicas no interior da terra.

O estudo dos terremotos e da estrutura da Terra exigem a cooperação entre investigadores a nível nacional e internacional. A constituição de redes de observação, de grupos de trabalhos nacionais e internacionais, de organizações nacionais e internacionais e de consórcios foram, e continuam a ser, fundamentais para o avanço da *Sismologia*. Há

que recordar a primeira organização, de âmbito nacional (*Sociedade Sismológica do Japão*), que foi criada depois do sismo de 1880. A seguir foram criadas várias organizações nacionais (ex: Itália, 1895; USA, 1906) e a primeira organização internacional foi criada em 1904 (*Associação Internacional de Sismologia*) que deixou de existir em 1916 para se transformar em *União Internacional de Geodesia e Geofísica* (IUGG) em 1919. Mais tarde em 1951 foi criada a *Associação Internacional de Sismologia e Física do Interior da Terra* (IASPEI). Em Portugal, só nos anos 30-40 do século XX temos conhecimento da efêmera existência, em Coimbra, da *Sociedade de Meteorologia e Geofísica de Portugal* (SMGP) cujo rasto se perdeu após a criação do Serviço Meteorológico Nacional (SMN), em 1946. Em 1995, perante a sua inexistência e necessidade, um grupo de meteorologistas desencadeou o projeto de recriar uma associação científica e técnica de meteorologia e de geofísica, atendendo à tradicional “proximidade” destas duas áreas e as correspondentes atividades no país. Em 25 de Novembro de 1996 foi celebrada a escritura notarial de constituição da APMG - *Associação Portuguesa de Meteorologia e Geofísica* que iniciou as suas atividades, após a eleição dos primeiros órgãos sociais, em 2 de Abril de 1997. No âmbito das reuniões científicas a APMG organizou alguns colóquios e levou a efeito, até à data, com assinalável êxito e muitos participantes dos dois países ibéricos, 7 encontros científicos (1998, 2001, 2003, 2005, 2007, 2009, 2011)⁵. Mas, há de salientar que Raúl Miranda, Professor de Geologia da Universidade de Coimbra e Diretor da revista (irregular) *A “terra”*⁶ publicou, entre 1930 e 1960, vários textos interessantes relacionados com a Sismologia⁷ e que podem ser consultados na Biblioteca da Universidade de Coimbra⁸.

4 Propagação das ondas sísmicas

Os fundamentos da *Propagação das ondas sísmicas* baseiam-se na Mecânica dos Meios Contínuos e, particularmente, na teoria da elasticidade.

A *Sismologia* estuda os tremores de Terra e a propagação das vibrações (ondas sísmicas) geradas por eles, baseia-se na análise do sinal sísmico e nas características das

⁵ O próximo encontro é previsto para Março de 2013

⁶ *A terra* : Revista de Sismologia e Geofísica, 1932 / Diretor e Editor Raúl de ". (ver também o artigo de Ferreira e Fitas, neste mesmo volume)

⁷ - Miranda, Raúl de, Carácter sísmico de Portugal Continental no decénio de 1923-1932. Coimbra : [s.n.], 1933. 32p. Comunicação apresentada à V.a Assembleia geral da União Internacional Geodésica e Geofísica, realizada em Lisboa, em Setembro de 1933.

- Miranda, Raúl de, A cortiça, como material orgânico e elástico a aplicar nas construções anti-sísmicas. Coimbra : [s.n.], 1959. 10 p.

- Miranda, Raúl de, Introdução à sismologia. Lisboa : Cosmos, imp.1942. 124, [1] p. (Biblioteca Cosmos ; N° 30. 1ª Secção, Ciências e Técnicas ; N° 13 : Ciências da Natureza).

- Miranda, Raúl de, A origem dos sismos de Angola, em face das novas teorias geológicas e geofísicas de Dingemans. Coimbra : [s.n.], 1957. 9 p. Publicações do XXIII Congresso Luso-Espanhol, tomo 3.

- Miranda, Raúl de, Tremores de terra em Portugal : 1923-1930. Coimbra : Instituto Geofísico da Universidade de Coimbra, 1930. 60 p.

- Miranda, Raúl de, Tremores de terra : estudo macrosísmico. Coimbra : Silva Raposo & CaL.da, 1931. 175p.

- Miranda, Raúl de, Tremores de terra : I-estudo macrosísmico. Coimbra : [s.n.], 1931. 175 p.

- Miranda, Raúl de, A vida da terra. Coimbra : Ed. da revista "Minerva", 1930. 41 p.

⁸ <http://webopac.sib.uc.pt/>

ondas sísmicas internas (ou volúmicas) e superficiais. Quando se considerar a Terra como um meio elástico deduz-se a equação de equilíbrio de um material elástico sujeito a deformações infinitesimais, obtendo-se a *equação das ondas elásticas*.

Já, no século XVIII, R. Hook relacionou tensões e deformações e J. Bernoulli, D. Bernoulli, L. Euler e J. L. Lagrange estudaram as equações das vibrações, tendo T. Young (séc. XVIII-XIX), introduzido o coeficiente de elasticidade que tem o seu nome. No fim do século XVIII e ao longo do século XIX, o desenvolvimento dos domínios da física e matemática, permitiram avanços fundamentais na teoria de elasticidade, designadamente as que se ficaram a dever os trabalhos desenvolvidos por de C. L. Navier, A. L. Cauchy, S. D. Poisson, G. Lamé, G. Green, G. G. Stokes e Rayleigh. É em 1889 que, pela primeira vez, foi relacionado um sismo ocorrido no Japão e o movimento do solo registado a milhares de quilómetros de distância, em Potsdam: demonstrou-se a propagação das ondas sísmicas à escala global e nascia assim a *Sismologia* moderna. Para estas grandes distâncias, o deslocamento do solo não é perceptível diretamente pelos sentidos, ao contrário, do que acontece na zona epicentral, onde ocorre o sismo, cuja destruição pode atingir algumas centenas de quilómetros. A ruptura, responsável pelas ondas e pela destruição associada, é produzida quando a tensão acumulada na crosta terrestre ultrapassa o nível crítico da resistência do material, tal como um elástico que lentamente é esticado e inexoravelmente acaba por romper num momento dificilmente previsível. No princípio do século XX, o grupo de E. Wiechert, constituído por K. Zoppritz, B. Gutenberg e L. Geiger, aplicou, pela primeira vez, a teoria de elasticidade às ondas geradas pelos terremotos. Há de referir que os métodos de reflexão e refração, desenvolvidos pela *Sismologia*, são muito utilizados em prospecção e geotecnia para o conhecimento da estrutura do subsolo.

5 Anatomia do interior da Terra

A estrutura interna da Terra é caracterizada por descontinuidades evidenciadas, claramente, pela variação das ondas internas em função da profundidade. Há que referir que um aumento brusco da velocidade V_p (de 6.9 kms/s a 8.2 kms/s) na base da crosta, situada a 10 kms (crosta oceânica) ou a 30 kms (crosta continental) de profundidade, caracteriza a chamada *descontinuidade de Mohorovičić*⁹; uma queda brusca da velocidade V_p (de 13.6 a 8.1 kms/s), caracteriza o limite inferior do manto situado entre 2890 e 2870 kms de profundidade; um forte aumento da velocidade V_p (de 9.5 kms/s à 11.2 kms/s) evidencia o núcleo externo à profundidade de 5100 kms. Estas descontinuidades, mais importantes, são as que limitam a *crosta*, o *manto*, o *núcleo externo* e o *núcleo interno*.

⁹ S. A. Mohorovičić (1857-1936) realizou em 1909 os primeiros estudos sismológicos sobre a crosta terrestre e observou que os tempos de chegada das ondas geradas pelos sismos locais em Europa Central mostravam uma variação a partir dos 150 km de distância e assim foi evidenciada uma descontinuidade de velocidade a 30 km de profundidade, correspondendo a base da crosta.

A crosta continental é posta em evidência através da análise da propagação das ondas geradas pelos sismos próximos, pela prospecção sísmica ou pela sismologia experimental (sismologia baseada sobre tiros experimentais). Muitos pormenores sobre a constituição da crosta foram alcançados a partir de perfis sísmicos localizados e informações resultando de furos que atingem até 9 kms de profundidade. O conhecimento sobre a crosta está hoje em dia bem avançado. A crosta continental constituída principalmente de granito, tem uma velocidade das ondas P aproximadamente de 6.2 kms/s. Esta velocidade é atribuída às ondas refractadas Pg (ou cónicas) que se propagam debaixo do limite superior da crosta granítica. A sua espessura média é de 30 kms mas atinge os 40 ou 50 kms debaixo das montanhas; em particular no Himalaia (Hindukuch) onde a espessura da crosta continental atinge os 70 kms. Em Portugal continental a crosta tem uma espessura cerca de 30 kms.

A crosta oceânica é constituída por uma camada de sedimento por baixo da qual existe outra camada basáltica onde a velocidade das ondas P varia entre os 6.4 e 6.9 kms/s. A espessura da crosta é de 10 kms abaixo da superfície do oceano e em alguns caso pode atingir cerca de 5 kms de espessura.

As ondas cónicas Pn que viajam no limite superior do manto com uma velocidade de 8.2 kms/s. Algumas anomalias de velocidades foram detectadas, no manto superior, a partir de explosões nucleares subterrâneas (Ilhas Aleucianas, Nevada nos Estados Unidos, Sahara em Argélia). Uma dessas anomalias foi determinada a 100 kms de profundidade onde foi observada uma fraca diminuição da velocidade das ondas P e S . Outra foi observada a uma profundidade 700 kms através de um aumento rápido da velocidade.

O núcleo externo é evidenciado, claramente, com o desaparecimento das ondas S na zona de sombra (entre 105° e 143°). No Limite Manto-Núcleo a velocidade das ondas P baixa subitamente de 13.6 kms/s para 8.0 kms/s enquanto a das ondas S baixa de 7.3 kms/s para 0 kms/s; i.e as ondas S não atravessam o núcleo externo. As ondas refractadas que atravessam uma vez o núcleo externo são chamadas PKP. Mas existe percurso mais longo como por exemplo a onda chamada PKIKP. Foi a partir da PKIKP que o núcleo interno¹⁰ foi posto em evidência. A profundidade do núcleo interno foi medida através da onda reflectida no LNENI chamada PKiKP. Através da identificação das fases dos sismogramas de um conjunto de distâncias fonte-estação, os sismólogos constroem tabelas e curvas de tempos de propagação para a maior parte das fases e delas inferir as velocidades de propagação das ondas sísmicas nas diversas estruturas que compõem o modelo terrestre. Esse trabalho foi desenvolvido na primeira parte do século XX e completado por Jefferys e Bullen (1958) que elaboraram as conhecidas tabelas JB, a origem das tabelas ainda hoje usadas, com as quais se podem construir diagramas de tempos de percurso.

A *Sismologia* é uma ciência apenas centenária mas modificou profundamente o nosso conhecimento do interior da Terra. Os perfis radiais de velocidades sísmicas e da densidade no interior da Terra são conhecidos agora com precisões superiores a 1%. As

¹⁰ O núcleo interno foi descoberto em 1936 pela sismóloga dinamarquesa Inge Lehmann.

imagens obtidas, hoje em dia, do interior da Terra são espetaculares. Tais resultados são o fruto da “tomografia sísmica”, ferramenta poderosa da *Sismologia* desenvolvida desde os anos 1980, o que constitui uma espécie de raios X do interior da Terra.

6 Conceitos físicos

A origem dos sismos está associada à libertação de energia acumulada durante anos, ou milhares de anos, na forma de energia gravítica, química e elástica. Esta energia é libertada subitamente (segundos) e provoca o tremor de Terra. O fenómeno conhecido por terramoto é, porventura, o evento natural mais violento com que o homem se confronta desde sempre e consequentemente o que maior curiosidade lhe suscita. O testemunho desse interesse está na profusão de alusões ao fenómeno, manifestações de culto e interpretações que nos chegaram através de documentos históricos, alguns verdadeiramente bizarros no contexto atual. Por curiosidade e por estar diretamente relacionado com o terramoto de Lisboa de 1755, hoje considerado o marco na história da sismologia científica [15], Voltaire caricaturou a posição oficial da ciência ao descrever, no seu livro *Cândido*, a chegada de dois ilustres viajantes a Lisboa no dia da catástrofe¹¹.

Foram R. Mallet e R. D. Oldham que, pela primeira vez, propuseram que os sismos são produzidos num foco pontual (o primeiro depois de estudar o sismo de Nápoles (Itália) de 1857 e o segundo o de Assan (Índia)). Contribuíram assim para mostrar a sua relação com as falhas. Em 1875, E. Suess propôs que os sismos são gerados pelo movimento relativo e oposto dos dois blocos de uma falha. Mas com o desenvolvimento do conhecimento científico dos últimos séculos estas crenças mudaram profundamente e atualmente, tanto os terramotos como as suas propriedades mais comuns são completamente explicados através de modelos procedentes dos últimos desenvolvimentos da física e da matemática com o apoio da tecnologia. O confronto de algumas propriedades dos sismos ocorridos numa zona sismogénica bem monitorizada, região da Califórnia nas proximidades da falha de Santo André, com os resultados decorrentes da utilização da máquina revela-nos analogias de tal maneira próximas donde podemos inferir a eficácia do modelo. Os primeiros passos dados no sentido do estabelecimento de uma teoria física explicativa das causas imediatas do fenómeno sísmico foram dados por H. Reid [16]. As suas conclusões basearam-se em observações de carácter geodésico,

¹¹ (...) Apenas puseram os pés na cidade, chorando a morte do seu benfeitor, sentem a terra tremer debaixo dos pés, o mar agitou-se mesmo dentro do porto a despedaçar os barcos ancorados; turbilhões de chamas e cinzas cobrem as ruas e as praças públicas; as casas desmoronam-se, os tectos esboroam-se (...) – Este tremor de terra não é novidade nenhuma respondeu Pangloss. – A cidade de Lima aguentou as mesmas sacudidas, na América, o ano passado: mesmas causas mesmos efeitos. Há certamente um rastro de enxofre subterrâneo desde Lima até Lisboa (...) Sustento que o facto está demonstrado! (...)

Após o tremor de terra que destruiu a três quartos de Lisboa, os sábios do país cogitaram em que o meio mais eficaz de prevenir a ruína total da cidade consistia em dar ao povo um rico auto de fê. Fora decidido pela Universidade de Coimbra que o espetáculo de várias pessoas queimadas a fogo lento, com grande cerimonial, era um segredo infalível para impedir a terra de tremer. (...) Nesse dia a terra voltou a tremer com fragor espantoso.

geológico e geofísico, realizadas antes e depois do sismo da Califórnia de 1906 e conduziram à formulação da teoria do *Ressalto Elástico*, às vezes também chamada por modelo do ressalto elástico.

Dez anos após a apresentação da teoria de H. Reid, sismólogos japoneses observaram uma regularidade na distribuição do sentido do primeiro movimento (polaridade da onda P) nas estações que rodeiam o sismo: esta regularidade consiste numa distribuição de polaridades por quatro quadrantes, alternadamente positivos e negativos (compressões e dilatações); a separação dessas polaridades é feita por dois planos ortogonais entre si: surge assim o conceito de plano nodal, introduzido por Nakano [17].

O *modelo de forças equivalentes* constituído por dois pares de forças orientados em direções ortogonais (*double couple model*: e.g. [18, 19]) mostre que o efeito do conjunto das forças reais que atuam numa fonte pontual é equivalente ao de um par de forças aplicado na fonte. As equações de onda decorrentes deste modelo são lineares e ajustam-se razoavelmente ao padrão da radiação verificado para as ondas P representado, e.g. [20, 21].

A dificuldade que enfrenta a mecânica dos sismos deve-se à profundidade a que a fractura se produz. Por isso o fenómeno de ruptura nunca foi, e não pode ser, diretamente observado. Esta inacessibilidade se por um lado constitui um obstáculo à compreensão da mecânica dos sismos, por outro lado deixa livre o caminho da imaginação e daí a diversidade de modelos propostos. Existe outra dificuldade que se relaciona com a dualidade temporal do fenómeno: primeiro tempo – uma falha (pré-existente) sossegada durante milhares ou dezenas de milhar de anos acumula tensão; segundo tempo – de repente e inesperadamente rompe acompanhado de uma queda de tensão) libertando em escassos segundos, grande parte de energia acumulada. É este último tempo que é considerado nos modelos de ruptura.

Os modelos de *fonte sísmica* são representados por dois tipos de modelos mecânicos que descrevem o fenómeno físico da fractura: cinemáticos e dinâmicos. Nos modelos cinemáticos o campo de *deslocamento* obtém-se diretamente do vector de deslizamento da fractura em função das coordenadas da fractura e do tempo, sem considerar o estado das tensões. Nos modelos dinâmicos calcula-se o deslocamento da ruptura a partir do estado das tensões atuando na região focal. Apresenta-se também a descrição dos modelos de *fontes finitas* (ou pontual) e *extensos* necessários à modelação das zonas sismogénicas. Essas modelações podem ser conseguidas a partir de diferentes modelos de ruptura. Dois desses modelos cinemáticos são aqui destacados e descritos, por serem fundamentais: modelo de falha rectangular de [22] e o de falha circular de [23]. É sabido que estes modelos simples não explicam da melhor forma os sismos complexos, isto é, aqueles que devido a sua grandeza não cabem na categoria dos modelos acima referidos.

Para situações de rupturas marcadamente unilaterais, e de acordo com o previsto pelo efeito Doppler, a análise sistemática das mesmas fases num conjunto de registos sísmicos de estações distribuídas azimutalmente em relação ao epicentro revela variações que dependem da posição da estação é chamado efeito de diretividade [24].

Os grandes sismos alteram a topografia da Terra e por consequência provocam graves estragos nas construções humanas: edifícios, pontes, barragens...e às vezes cidades são totalmente destruídas. Ao longo da história da sismologia, varias *escalas de intensidades* foram utilizadas para avaliar a “força” dos sismos. Esta avaliação depende não só da intensidade do sismo mas também da resistência das construções e da acuidade do observador. Por isso, o valor de intensidade atribuído localmente pelo observador é subjetivo. Por outro lado, a escala de intensidade é importante para avaliar as dimensões dos sismos, em particular dos sismos históricos. O primeiro físico a avaliar os sismos foi o italiano *Domenico Pignataro* nos anos 1783-1786. O segundo foi o irlandês Robert Mallet no século XIX. O engenheiro R. Mallet produziu uma lista de 6831 sismos classificados segundo uma escala de 4 classes para descrever os estragos (4 graus). No fim do século XIX, apareceu a escala dita de *Rossi-Forel*¹² baseada sobre 10 graus para descrever os efeitos dos sismos. O sismólogo italiano G. Mercalli¹³ realizou, no ano 1902, uma escala de 12 graus conhecida pelo nome escala *Mercalli*. A *escala de Mercalli* foi modificada (*MM*¹⁴) e adaptada em 1931 às construções nos Estados Unidos de América. Em 1964, a escala *MSK*¹⁵, com 12 graus, foi introduzida na Europa. Esta escala é diferente da escala *MM* somente nos pormenores. Finalmente em 1992, a Comissão Europeia de Sismologia introduziu uma nova escala chamada *EMS* (European Macroseismic Scale). A Escala Europeia Macrosísmica, de 1992, é baseada na escala *MSK* mas é mais rigorosa e sobretudo tem em conta a vulnerabilidade (material e método de construção) das diferentes estruturas antigas e modernas.

Em 1935, C.F. Richter [25] criou de forma experimental a primeira *escala de magnitude* local para o Sul de Califórnia. A definição original da magnitude de Richter foi feita a partir de um sismómetro de tipo Wood-Anderson colocado a uma distância epicentral de 100 kms. No entanto, como os sismos ocorrem a distâncias variáveis dos sismómetros, foi necessário adicionar uma constante para compensar a atenuação do sinal sísmico com a distância. A magnitude 3.0 é definida como a dimensão do sismo que gera um movimento máximo de 1 mm para 100 kms de distância do epicentro [26]. Outras fórmulas de magnitude mais gerais, sem uma tão grande dependência do instrumento usado, são igualmente discutidas¹⁶.

O *momento sísmico* (M_0), definido por K. Aki em 1966 [27], é o melhor parâmetro para medir a dimensão de um sismo, pois a sua determinação é totalmente independente do tipo de instrumento contrariamente às magnitudes que são determinadas empiricamente. Esta relação pode ser também utilizada com dados medidos à superfície, na zona da falha ou pode ser calculado através da forma de onda registada pelo

¹² Michele Stefano Conte de Rossi (científico italiano) e *François-Alphonse Forel* (científico suíço, 1841-1912)

¹³ Giuseppe Mercalli (1850 — 1914) foi um vulcanólogo italiano que desenvolveu a Escala de Mercalli.

¹⁴ MM, Mercalli Modified (Mercalli Modificada)

¹⁵ MSK=Medvedev, Sponheuer e Karnik foram os autores da escala.

¹⁶ As relações mais utilizadas foram desenvolvidas por Gutenberg e Richter: a *magnitude das ondas de superfície* (M_s) e a *magnitude das ondas internas* (m_b). Outras relações serão também discutidas como, por exemplo, a *magnitude de duração* (M_D).

sismómetro. Os métodos utilizados são baseados na modelação ou inversão da forma de onda.

Os sismólogos desenvolveram, nos últimos 30 anos, uma escala de magnitude *standard* completamente independente do tipo de instrumento. Esta escala, introduzida por [28], é chamada *magnitude momento* (M_W), e é calculada a partir do *momento sísmico*, antes descrito. Há mais de 20 anos que esta escala (M_W) é utilizada para classificar os telessismos com $M_w \geq 5.5$. A última escala de magnitude momento recentemente desenvolvida por Kanamori e Rivera [29, 30] é baseada na fase W de ondas telesísmicas.

7 Localização dos sismos e tomografia sísmica

É fácil constatar que a Sismologia é fundamentalmente dirigida para resolver problemas inversos relacionados com a fonte sísmica e a estrutura interna da Terra. Invertendo os registos sísmicos (sismogramas) acabamos por caracterizar o sismo que produziu as formas de ondas sísmicas e a estrutura atravessada por estas ondas. O interesse de determinar o foco (hipocentro) onde se produz o sismo e sua projeção sobre a superfície (epicentro) remonta aos sismólogos R. Mallet (ver seções 1 e 3), J. Milne (ver seções 1, 3 e 9) e F. Omori (ver seção 9). As primeiras localizações foram realizadas em base dos danos gerados pelos sismos. Esta metodologia baseia-se no estabelecimento de mapa de intensidade sísmica denominada mapa de isossistas ou mapa macrosísmico (ver sec. 6). Este mapa permite localizar o epicentro macrosísmico no centro da zona de maior dano e a extensão da área danificada permite estimar o seu hipocentro.

As primeiras determinações instrumentais foram publicadas em 1904 pelo *Bureau Central de l'Association Internationale de Sismologie* (BCIS, Estrasburgo, França). A partir de 1918, o *International Seismological Summary* (ISS, hoje em dia é o ISC¹⁷) publicou catálogos sísmicos com epicentros instrumentais. Mais tarde outras instituições dedicaram-se à localização dos sismos à escala global como *National Earthquake International Center*¹⁸ (NEIC, USGS) e a *European-Mediterranean Seismological Centre*¹⁹ (EMSC). No entanto, em cada país existe uma instituição com esta prerrogativa; em Portugal é o Departamento de Sismologia do *Instituto de Meteorologia*²⁰ (Lisboa).

Os primeiros métodos baseados em círculos (ou elipse), com centro em cada estação e curvas dromocrónicas, utilizam principalmente as ondas P e S. Os primeiros métodos numéricos foram desenvolvidos por L. Geiger, em 1910 e V. Inglada, em 1926. Estes métodos permitem reduzir as diferenças existentes entre os tempos de chegada teóricos e calculados para ondas sísmicas P e S, de maneira que os resíduos sejam minimizados num certo sentido mediante mínimos quadrados. Assim, a localização dos sismos, como um problema de optimização não linear, foi resolvido. Este método é parte essencial dos

¹⁷ Internacional Seismological Center (desde 1964), Edimburgo, Inglaterra.

¹⁸ <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>

¹⁹ <http://www.emsc-csem.org/index.php?page=home>

²⁰ <http://www.meteo.pt/pt/sismologia/actividade/>

diversos programas de localização utilizados frequentemente (*Hypo71*, *Hypoinverse*, *Fasthypo*, entre outros). Outro enfoque deste problema é a determinação conjunta de um grupo de hipocentros.

Vários métodos de tomografia sísmica (ou estrutura 3D) foram desenvolvidos desde meados da década de 70, quando o primeiro resultado [31] foi divulgado, cada um com suas vantagens e limitações sendo que a maioria destes métodos se baseia na teoria de inversão. O exemplo de aplicação desta teoria é para o método de tomografia sísmica de tempo de percurso, onde os dados utilizados são resíduos de tempo e os parâmetros são perturbações de velocidade para as ondas telessísmicas. Como estudo de caso serão mostrados os resultados da tomografia sísmica de tempo de percurso realizada, particularmente, em Portugal (Açores, Algarve) como exemplo de tomografia local e na zona Ibero-Magrebina como exemplo de tomografia telessísmica.

8 Sismicidade, sismotectónica e risco sísmico

Todos os dias a Terra treme²¹. O estudo dos sismos, exposto nesta parte, permite compreender a tectónica das placas e a geodinâmica: a distribuição espacial dos epicentros sísmicos delimitou, de forma espetacular, as fronteiras das placas e a tomografia sísmica dá-nos uma imagem detalhada do interior da Terra.

No início do século XX, há que reconhecer o trabalho pioneiro de F. Montessus de Ballore [32], como foi já referido nas seções 1 e 3, que publicou uma obra sobre a distribuição da sismicidade mundial tanto nos continentes como nos oceanos. No mesmo domínio, em 1954, Gutenberg e Richter publicaram a distribuição da sismicidade mundial [33] melhorada e atualizada. No entanto para relacionar ainda melhor a sismicidade à tectónica, teremos que esperar a “revolução” nas Ciências da Terra, que constitui a partir dos anos 1960-1970 a emergência dos conceitos da “tectónica das placas”. Os seus limites são marcados pela distribuição mundial dos sismos significativos e em alguns aspectos pela topografia terrestre, como o das cristas oceânicas (cadeias montanhosas submarinas) e as fossas oceânicas. Por outro lado, sismos de fortes magnitude, também podem ser devido à sismicidade intra-placas²² em zonas longes dos limites.

Nos anos 70 a localização dos sismos permitiu observar que a maior parte da atividade sísmica do planeta se concentra ao largo de bandas estreitas que coincidem com os limites de placas. A dinâmica das placas é controlada por três tipos principais: os dois bordos podem deslizar horizontalmente (fronteira transformante); ou podem deslizar um relativamente ao outro e em sentido oposto ou ainda afastar-se (fronteiras divergentes) ou convergir (fronteiras convergentes) com velocidades médias anuais da ordem centimétrica ou decimétrica. A concentração dos sismos, em formato de franjas

²¹ Um estudo baseado nas observações de sismos ocorridos entre 1900-2000, realizado pelo USGS (<http://wwwneic.cr.usgs.gov>), revela uma frequência de ocorrência de sismos de 49000 sismos/ano (com Magnitude: 3-3.9), 6200 s/a (M: 4.0-4.9), 800 s/a (M:5.0-5.9), 120 s/a (6.0-6.9), 18 s/a (7.0-7.9) e 1 s/a (M≥8.0).

²² Cerca de 1% da sismicidade global é devida a sismicidade intra-placas.

relativamente estreitas, forma uma rede que divide a superfície terrestre numa séries de zonas, cujo interior é praticamente assísmico. Deste alinhamento de sismos, uns ocupem as margens dos continentes e outras estão situadas no interior dos oceanos, coincidindo com as cadeias montanhosas *submarinas*. A distribuição global dos sismos resume-se esquematicamente em três zonas ativas: o arco circum-Pacífico²³; a zona mediterrânica-transasiática ou mediterrânica-himalaya²⁴ e o sistema das cristas oceânicas²⁵ (ou cadeias submarinas). Nem todas as margens continentais produzem sismos e nem todos os sismos se produzem à mesma profundidade o que permite, respectivamente, separar as margens ativas das passivas e classificar os sismos em superficiais ($h < 60$ kms), intermédios ($60 \text{ kms} < h < 300 \text{ kms}$), e profundos ($h > 300 \text{ kms}$) sendo a profundidade maior dos sismos situada aproximadamente às 700 kms.

É sabido que a distribuição espacial dos sismos foi um dos factores mais importante para o estabelecimento da teoria tectónica das placas. A superfície da litosfera está dividida em placas, sendo as mais importantes sete, cujos bordos coincidem com as zonas ativas sismicamente. Duas partes agrupam-se numa só placa, uma continental e outra oceânica. Assim como a distribuição espacial dos sismos marca a localização das margens das placas ativas, o estudo dos seus mecanismos (focais), já descritos no capítulo 4, indica-nos a que tipo de margem pertence. Em geral, pode afirmar-se que nas margens de extensão (afastamento dos bordos) os sismos são gerados por falhas normais com tensões horizontais e perpendiculares à direção da margem. Nas margens de convergência (obdução ou colisão dos bordos) os sismos superficiais correspondem a falhas inversas, com eixos de pressão horizontais e normais. Estas falhas, quando conectam zonas de extensão ou de subducção, denominam-se falhas transformantes. Finalmente, nas zonas de transformação os sismos correspondem às falhas de desligamento, tanto os eixos de pressão como os de tensão são horizontais, o que da origem a um movimento de desligamento horizontal. Vários casos de estudo (Portugal, zona Ibero-Magrebina, a fronteira Euro-Asiática, América do sul, Peru-Ecuador, Sumatra, etc.) são utilizados para exemplificar este tema

A forma de estudar a distribuição temporal dos sismos de forte magnitude a nível global é diferente da dos sismos de fraca magnitude a nível regional. A distribuição de probabilidades de Poisson é a forma mas sensata de estudar a distribuição temporal dos sismos por considerar os sismos como uma sucessão independente de eventos.

A distribuição dos terremotos é fractal, logo invariante na escala. O que provoca pequenos terremotos é o mesmo que provoca grandes terremotos, se os considerarmos um fenómeno crítico. Mais tarde, Kanamori e Anderson mostraram em 1975, que existe uma relação linear entre o logaritmo da área de ruptura e a magnitude (M_s). A partir desta relação e uma simples consideração geométrica²⁶ encontraram a lei de Gutenberg-

²³ Com 75 - 80% da energia sísmica anualmente libertada.

²⁴ Com 15 - 20% da energia sísmica anualmente libertada.

²⁵ Com 3 - 7% da energia sísmica anualmente libertada.

²⁶ O produto do número de sismos pela área das falhas produzidas por sismos de magnitude M_s é uma constante.

Richter²⁷. Este resultado é, em geral, verificado para a sismicidade do globo²⁸. A variação do factor b com o tempo é utilizado para uma dada região como índice para ter conta a predição sísmica²⁹. Os mesmos estudos podem ser realizados para a energia libertada pelos sismos. Neste mesmo tópico, podemos abordar outros pontos de vista, como por exemplo a natureza (ou dimensão) fractal dos sismos, que foi estudada pelo grupo de sismologia do Centro de Geofísica de Évora utilizando um protótipo mecânico (máquina dos sismos) desenvolvido por este mesmo grupo, desenhado de forma a reproduzir a estrutura da teoria do ressalto elástico [34].

Eventos precursoros são aqueles que precedem imediatamente um sismo de grande magnitude numa dada região. Réplicas são sismos que geralmente ocorrem nos dias que se seguem a um sismo de grande magnitude chamado *sismo principal*. Não há nada que possibilite distinguir um evento principal duma réplica, pois as réplicas podem atingir uma magnitude superior à magnitude do evento principal. O termo *crise sísmica* não se encontra consagrado na literatura científica, no entanto é frequentemente empregue para designar uma atividade sísmica anormal que se destaca claramente da sismicidade média de uma dada região. Este termo é também usualmente empregue para designar a sismicidade associada à atividade vulcânica. No entanto nesta secção importa caracterizar os diferentes padrões de atividade sísmica, que são de três tipos, a saber: i) sismo principal associado a eventos precursoros e réplicas; ii) sismo principal não precedido de eventos precursoros; iii) sequência de sismos caracterizada pela ausência de um evento dominante designada por *enxame* (*swarm* em terminologia anglo-saxónica). Frequentemente, o termo *crise sísmica* é empregue para designar somente um padrão de atividade do 3º tipo.

A seguir ao sismo de Lisboa de 1755, Voltaire escreve um poema sobre a catástrofe de Lisboa. Para responder a Voltaire, que acredite na fatalidade dos fenómenos naturais, Jean Jacques Rousseau escreve numa carta, *Lettre sur la Providence*, que o Homem pode agir para melhorar a sua existência, particularmente não deve viver em lugares perigosos ou em condições desfavoráveis, como o superpovoamento. Esta controversa entre os dois escritores marca o começo da reflexão sobre a responsabilidade do Homem face aos riscos naturais, atribuídos antes à fatalidade.

Se a crosta terrestre estiver em estado crítico, torna-se praticamente impossível prever quando ocorrerá um terramoto e, além disso, quão destrutivo ele será. A previsão de terramotos vem sendo feita há pelo menos 100 anos com sucesso limitado [35]. Determinar o risco sísmico, é calcular a probabilidade e o nível de danos ao longo de um período de referência e no interior de uma dada região. As populações não são todavia

²⁷ Com um factor $b=1$; $\log N = a - M$. O factor b pode estar relacionado, numa região e para um período dado, ao grau de fracturação e /ou ao valor das tensões no meio. Este tópico ainda continua como objecto de investigação.

²⁸ O valor de do factor b varia regionalmente, para sismos fracos e fortes, entre 0.7 e 1.3.

²⁹ O factor b relaciona-se com as características físicas da cada região, de forma que um valor alto de b implica que predomina o número de sismos de pequena magnitude, o que significa que a crosta tem pouca resistência, e um baixo, que predominam os sismos de grande magnitude, indicando uma maior resistência do material da crosta.

iguais perante o risco. Com magnitude equivalente, um sismo será menos destrutor num país preparado e que já integre na sua cultura a construção anti-sísmica (ex: EUA, Japão) que num país desfavorecido (ex: Indonésia), onde as regras de construção civil básica não são respeitadas.

Não podemos impedir a ocorrência de um sismo, mas podemos preveni-lo e tomando as devidas precauções para minimizar as suas consequências, quer no plano económico, quer no plano humano. A prevenção sísmica baseia-se em três pontos: o conhecimento do risco regional, através do estudo da sismicidade histórica e instrumental; a adaptação das estruturas aos movimentos fortes prováveis e a preparação das populações e dos serviços de socorro. Os estudos da *perigosidade sísmica* deve ser conjugado com a inadequada capacidade de grande parte do nosso edificado a resistir satisfatoriamente a fortes solicitações sísmicas (*vulnerabilidade sísmica*). Uma parte considerável da população portuguesa vive numa situação de risco sísmico considerável. A análise da nossa história recente e remota permite-nos concluir que o território português tem sofrido o efeito de eventos sísmicos destruidores³⁰. Zonas como Portugal continental e os Açores já foram atingidas por fortes sismos no passado e voltarão, inevitavelmente, a ser atingidas por eventos de elevado potencial destrutivo. Assim, o território português servirá de exemplo nesta secção. Por outro lado, dos estudos e análise dos mecanismos de geração dos sismos permite-nos igualmente concluir que os sismos são fenómenos recorrentes, cujo período de recorrência depende dos regimes de acumulação de tensões e da própria constituição da litosfera.

Apesar do elevado risco, a generalidade dos países - onde se inclui Portugal - pouco ou nada tem feito nesta área. Em geral os decisores encontram-se pouco motivados para investir uma elevada fatia do erário público em políticas de prevenção cujos efeitos ultrapassam amplamente o horizonte de uma legislatura. Terá, pois, de ser a sociedade civil a auto-mobilizar-se no sentido da exigência da tomada das necessárias medidas que permitam fazer face a este risco, sendo que esta mobilização envolve uma profunda tomada de consciência da necessidade de tal esforço. É neste contexto que uma aposta séria na educação e na divulgação, como meios de consciencialização social, se apresenta como o único e eficaz caminho para se atingirem os desejados objectivos. É necessário que o cidadão seja conhecedor do fenómeno sísmico, da sua génese e distribuição geográfica e esteja plenamente consciente do risco associado à região em que se insere. Deverá ser ainda instruído nas medidas preventivas a tomar em caso de catástrofe.

9 Instrumentação e Observação sísmológica

Hoje em dia um sismo de grande magnitude é registado por centenas de estações sísmicas instaladas em todo o mundo. Existem diferentes tipos de redes sísmicas: redes locais, regionais e globais. Os dados obtidos das redes sísmicas (tempo de chegada da onda, amplitude máxima e forma da onda) permitem traçar o mapa sísmico para

³⁰ Com intensidades máximas superior a VIII. A título de exemplo temos o sismo da margem de 1755, os sismos do Vale Inferior do Tejo de 1531 e 1909 e, mais recentemente, os sismos dos Açores de 1980 e 1998.

identificar as falhas ativas responsáveis pelos sismos. Em Portugal, o *Instituto de Meteorologia*³¹ é responsável pela monitorização sísmica do território nacional.

É só no século XIX que os primeiros sismógrafos, inspirados na oscilação (vertical e horizontal) do pêndulo³², surgiram³³. Em 1890, F. Omori concebeu com a colaboração de Bosch um sismógrafo, baseado no pêndulo inclinado, que se estendeu a toda Europa com o nome de Bosch-Omori. Em 1900, foi concebido o sismógrafo Wiechert³⁴ baseado num pêndulo invertido. Mais tarde, em 1922, H.O. Wood e J.A. Anderson construíram o sismógrafo³⁵ de referência para o estabelecimento da escala local de Magnitude (Richter). Em paralelo ao desenvolvimento dos aparelhos mecânicos, antes descritos, B. B. Galitzine desenvolveu, entre 1908 e 1920, o primeiro sismógrafo electromagnético³⁶. Entre 1930 e 1960, foram concebidos dois sismógrafos electromagnéticos que substituíram todos os anteriores e constituíram a base da primeira rede sísmica mundial *World-Wide Standardized Seismographic Network (WWSSN)*³⁷ que funcionou, com dois tipos de instrumentos, entre 1961 e 1985: o primeiro de curto período por H. Benioff³⁸ [36] e o segundo de longo período por F. Press e M. Ewing³⁹ [37]. Hoje em dia todos os sismómetros foram substituídos por outros mais modernos, denominados sismómetros de banda larga, com uma grande dinâmica e uma resposta em frequência que inclui a maioria dos sinais sísmicos, tanto de sismos próximos como de longínquos. A primeira geração de sismómetro de banda larga (STS1) de retroalimentação⁴⁰ (ou realimentação) negativa, integrada pela rede mundial de banda larga (GEOSCOPE, [38]), foi concebida em 1983 por Wieland e Strekeisen.

³¹ A rede sísmica nacional (IM) é constituída por 54 estações digitais de curto período (11 de 1s e 0.5s), de período mais longo (20 de 5s) e de banda larga (23 de 120s): 28 no continente, 21 no Açores e 5 na Madeira na data de 29 de Outubro de 2012 (<http://www.meteo.pt/pt/sismologia/redes/>).

³² O registo do movimento é baseado num estilete, ligado à massa, que marca as oscilações do solo sobre uma placa de cristal fumada.

³³ Os primeiros sismógrafos de registos contínuos foram desenvolvidos em Itália, num final do século XIX, por L. Palmieri e T. Bertelli.

³⁴ Do nome do seu autor Emil Wiechert (Alemanha, 1861-1928).

Consultar http://www.hp-physique.org/sdx/sriaulp/main.xsp?execute=show_document&id=IM67018619&q=

³⁵ Este sismógrafo, de registo fotográfico, foi concebido com uma pequena massa que oscila por torção com um período de 0.8 s e uma amplificação de 2800.

³⁶ Príncipe Boris B. Galitzine (Russia, 1862-1916).

Consultar http://www.hp-physique.org/sdx/sriaulp/main.xsp?execute=show_document&id=IM67018615&q=

³⁷ A rede WWSSN foi criada para monitorizar o cumprimento do tratado de proibição dos testes nucleares subterrâneos.

³⁸ Hugo Benioff (EUA, 1899-1968).

³⁹ William Maurice Ewing (EUA, 1906-1974), geofísico americano realizou o sismógrafo Press-Ewing com Frank Press no início dos anos 1950.

Consultar http://www.hp-physique.org/sdx/sriaulp/main.xsp?execute=show_document&id=IM67018614&q=

⁴⁰ Nome dado ao procedimento através do qual parte do sinal de saída de um circuito é transferida para a entrada deste mesmo circuito, com o objectivo de diminuir, amplificar ou controlar a saída do sistema. Quando a retroalimentação diminui o nível da saída, fala-se de retroalimentação negativa, e quando a retroalimentação amplifica o nível da saída fala-se de retroalimentação positiva. A retroalimentação é um procedimento existente em diversos tipos de sistemas, sejam eles biológicos, económicos, eléctricos, sociais ou outros. O termo é utilizado nas Teorias de Sistemas e de Controlo, na Engenharia Eléctrica, na Engenharia de controlo, na Psicologia, na Biologia e especificamente na Endocrinologia.

A *teoria do sismómetro* é dividida em três partes: 1) o princípio físico do sismómetro, 2) o sismómetro mecânico e 3) o sismómetro electromagnético. O princípio físico de todos os sismómetros (mecânicos e electromagnéticos) é baseado nas propriedades de um pêndulo que se desloca devido ao movimento do solo. Em alguns modelos a parte móvel é o íman enquanto noutros é a bobina⁴¹. O sismómetro vertical simples é formado por uma massa pendurada numa mola. Quando o suporte fixado à superfície do solo recebe uma vibração, a massa move-se com um movimento de forma que o deslocamento relativo da massa relativamente ao suporte seja a diferença entre os deslocamentos da superfície e da massa, e daí escrevemos a equação (diferencial) do movimento da massa e determinamos a sua solução. No caso do sismómetro electromagnético, consideramos duas equações, a do sismómetro (mecânico) e a do galvanómetro. Basta neste caso descrever a equação do galvanómetro, tendo em conta que a primeira é idêntica á do sismómetro mecânico já estudada anteriormente. Na equação do galvanómetro, introduzimos uma nova força (de reação) produzida pela corrente eléctrica induzida na bobina. Desta forma, a equação resultante fica com mais um termo definido pelo momento desta força relativamente ao centro de suspensão⁴². A curva da resposta do sistema sismómetro-galvanómetro permite determinar o deslocamento do solo, mediante o sinal registado. A representação mais usada é a da amplificação, ou seja o quociente entre a amplitude do registo e a do deslocamento do solo.

Hoje em dia o sistema de amplificação é totalmente electrónico e é assim possível atingir sensibilidade muito superior á obtida com sistemas convencionais com o do sismómetro-galvanómetro antes descrito. Neste caso os sinais amplificados são registados em sistemas convencionais visíveis (papel em tambor) e em banda magnética (analógica ou digital). Este sistema é agora totalmente generalizado por permitir a existência de base de dados digitais e por facilitar posteriormente a análise e o processamento do sinal. As características mais importantes de uma *estação sísmica* são: 1) a largura de banda correspondente ao intervalo de frequência da qual vá resultar a sensibilidade do instrumento, 2) a dinâmica definida pelo quociente entre o maior e menor sinal registado, 3) a resposta instrumental ou função de transferência, a qual contem toda a informação relativa ao comportamento do sismómetro sujeito a um terramoto. Concluimos esta parte do capítulo 7 sublinhando que os sistemas seletivos têm um pico estreito para um período determinado, enquanto as respostas de banda larga (*Broad Band*, BB) têm a mesma amplificação mas para um espectro de frequências mais amplo. Os sismómetros de banda

⁴¹ Ao produzir um movimento, gera-se uma corrente eléctrica na bobina proporcional à velocidade relativa entre a bobina e o íman, a qual passa a um galvanómetro, em qual produz-se uma deflexão do espelho. Por consequência, o feixe de luz que incide no espelho sofrerá um desvio que incidirá num papel fotográfico onde será registado o movimento da massa ou do íman, ou seja do sismómetro.

⁴² Assim, um movimento do sismómetro, produzido por um deslocamento vertical da superfície, gera uma corrente eléctrica que, mediante um circuito, passa à bobina do galvanómetro produzindo a este uma deflexão. Para obter a sensibilidade em deslocamento há de multiplicar a velocidade pela frequência angular. De forma análoga obtemos a sensibilidade em aceleração dividindo esta mesma velocidade pela frequência angular.

muito larga⁴³ (*Very Broad Band*, VBB) têm uma resposta em amplitudes praticamente plana entre 0.1 e 1000 s.

Continuamos este capítulo com uma breve descrição da evolução das *redes sísmicas*: da primeira, instalada no Japão por J. Milne em 1890 até às mais modernas redes e corporações mundiais e regionais como GEOSCOPE⁴⁴ (França), IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*, USA), ORFEUS (*Observatories and Research Facilities for European Seismology*, Europa), EMSC (*Euro-Mediterranean Seismological Center*, Europa) Geofone (Almanha), MedNet (*Mediterranean Network*, Italia), Poseidon (Japão) WM (*Western Mediterranean*, Ibero-Magreb). Entre 1930 e 1950, a rede de observação sísmica era heterogénea com uma mistura entre instrumentos antigos (Wiechert e Mainka) e mais modernos (Galitzin e Benioff). Há que realçar que a situação mudou completamente, em 1961, com a instalação da rede sísmica mundial *World-Wide Standardized Seismographic Network* (WWSSN), que atingiu um máximo de aproximadamente 125 estações⁴⁵. A nível internacional foi constituída a *Federation of Digital Seismograph Networks*⁴⁶ (FDSN).

A *anatomia de um sismograma*, registo gráfico de um sismo, obtido numa estação sísmica depende da distância epicentral (distância estação-epicentro), da magnitude, do hipocentro e do tipo do instrumento utilizado. A magnitude determina a faixa de distâncias na qual é possível detectar um sismo com um instrumento de uma determinada amplificação. A distância epicentral e o hipocentro determinem a distribuição dos tempos de chegadas e as amplitudes das distintas ondas sísmicas detectadas. Com estas características estudamos os sismogramas dos sismos próximos (ou locais)⁴⁷ e longínquos (ou telessismos)⁴⁸. Nas distâncias próximas registam-se principalmente as ondas transmitidas e reflectidas⁴⁹ na crosta e no manto superior. As amplitudes destas ondas são utilizadas para calcular a magnitude dos sismos locais. No caso dos telessismos são estudados dois tipos: aquelas com distâncias epicentrais compreendidas entre 10° e 105° (as transmitidas P e S, as de superfícies, as reflectidas pelo núcleo ou uma ou mais vezes pela superfície, as refractadas no interior do núcleo) e os que tem distâncias epicentrais compreendidas entre 105° e 180° (as que penetram o núcleo, difractadas, reflectidas e

⁴³ Presentemente, existem conversores analógicos digitais de 24 bits que permitem cobrir uma gama dinâmica de 140 db, o que permite que o sismómetro só satura com sismos locais de $M > 5$ a 10 kms de distancia ou telessismos a 3330 kms de $M > 9$.

⁴⁴ GEOSCOPE foi a primeira (1982) rede constituída por estações sísmicas numéricas de banda larga, beneficiando a comercialização do sismómetro STS1. Este rede foi equipada por um instrumento (STS1) caracterizado por uma grande dinâmica e um amplo espectro de frequências permitiu eliminar a tradicional fronteira entre sismologia de longo e curto período [39].

⁴⁵ Equipada por instrumentos electromagnéticos (3 componentes) de curto e longo período

⁴⁶ A FDSN é constituída por membros, de 65 organizações de 52 país, dotados de mais de uma estação de banda larga. Hoje em dia, a maior parte das redes são dotados de sistemas telémétricos que permitem a transmissão dos dados em tempo real.

⁴⁷ Os sismos locais são os sismos com uma distância epicentral menos de 1000 kms (10°).

⁴⁸ Os telessismos são divididos em dois tipos, os com distancia epicentral compreendida entre 10° e 105° e os entre 105° e 180°.

⁴⁹ Dada a grande diferença na estrutura da crosta de uma zona a outra, existe uma certa variedade da distribuição destas fases, como por exemplo as transmitidas pela crosta granítica Pg, Sg e as refractadas no Moho, Pn, Sn.

refractadas no núcleo interno, e no nos sismogramas de longo período são presentes as ondas R2, R3,... e G2, G3,...).

10 Palavras Finais

A Terra é um “objecto” fascinante e descobri-lo sob o ponto de vista físico é uma aventura ainda maior. A compreensão da sua estrutura, da sua dinâmica e da sua forma impõe a resposta a várias questões pois encontram-se envolvidos vários fenómenos físicos de várias escalas, desde a interação com outros corpos celestes até à simples emissão radioativa. E a aventura é ainda maior porque conhecer o interior do nosso planeta continua a só ser possível através de observações e registos feitos à superfície, já que viajar até ao centro da Terra permanece um sonho à moda de Jules Verne⁵⁰, isto é, só os métodos indiretos permitem ter acesso à composição e à estrutura interna do globo.

Agradecimentos

Gostaria de deixar uma palavra de profunda gratidão a todos aqueles que, de uma forma direta ou indireta, contribuíram para a realização do meu trabalho desde a minha chegada (setembro de 1997) ao Centro de Geofísica de Évora da Universidade de Évora (CGE/UE), até hoje (15 anos). A minha colaboração concretizou-se através da convergência de inúmeras vontades que, num esforço colectivo, sempre nos permitiu chegar ao fim.

Agradeço a liberdade intelectual proporcionada, a abertura e o apoio prestado no ensino da Física, na investigação no domínio da Sismologia, no ensaio de novas vias e novas soluções que se revelaram necessárias para superar algumas adversidades inerentes à realização do meu contributo científico e humano a nível nacional e internacional.

Aos amigos e colegas da Universidade de Évora: Augusto Fitas, Rui Namorado Rosa, Ana Maria Silva, António Heitor Reis, José Fernando Borges, Bento Caldeira, Rui Dias, Alexandre Araújo e ao recém chegado Hugo Silva.

Aos amigos e colegas da Universidade Complutense de Madrid: Elisa Buforn e Agustin Udías.

Ao amigo e colega da École Normale Supérieure de Paris, Raúl Madariaga.

A todos o meu bem-haja!

Mais um obrigado à minha amiga e colega Ana Maria Silva pela correção do texto do relatório de disciplina de Sismologia, que serviu de base ao trabalho aqui apresentado, preparado no âmbito das minhas provas de agregação apresentadas em Fevereiro de 2011 na Universidade de Évora.

Por último, agradeço ao Programa Operacional Factores de Competitividade – COMPETE (FEDER), à Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT) e à Agencia Nacional para a Cultura Científica e Tecnológica (Ciência Viva) pelo financiamento de

⁵⁰ Viagem ao Centro da Terra, Júlio Verne (título original: Voyage au Centre de la Terre, Jules Verne).

vários projetos de investigação e de divulgação científica que permitiram a realização de muitos dos trabalhos em que liderei/participei.

Referências

1. B. Gutenberg, K. Zöppritz, L. Geiger, (em alemão). *Nachr. d. Kön. Ges. d. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl.* 121-206 (1912)
2. B. Gutenberg, L. Geiger, (em alemão). *Nachr. d. Kön. Ges. d. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl.* 623-75 (1912).
3. B. Gutenberg, (em alemão) *Die seismische Bodenunruhe* (PhD, A perturbação sísmica na Terra). *Gerl. Beiträge z. Geophys.* 11: 314-53 (1912).
4. H. Jeffreys, *Mont. Not. R. Astr. Soc. Geophys. Suppl.* 2, 407-16 (1931).
5. H. Jeffreys, *Nature*, 207, 675 (1957)
6. Inge Lehman, *Union Géodésique et Géophysique Internationale, Série A, Travaux Scientifiques* 14: 87 (1936).
7. K. E. Bullen, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 32, 19–29 (1942).
8. H. Jeffreys, K.E. Bullen, *Bureau Central Séismologique International A, Fasc. 11*, 202 pp. (1935).
9. R. Mallet, Robert, *Proceedings of the Royal Irish Academy (Royal Irish Academy)* XXI: 1 (1846).
10. A. Perrey, *Mem. Acad. Sci. Arts B. L., Dijon*, 299-323 (1848).
11. F. B. Montessus de Ballore, *Géographie sismologique* (Armand Collin, Paris) (1906).
12. F. B. Montessus de Ballore, *La sismologie modern* (Armand Collin, Paris) (1911)
13. F. J. Vine, D. H. Matthews, *Nature*, 199, 947-949 (1963).
14. A. Wegner, *Peterm. Geogr. Mitt.*, pp. 185-195, 253-256, 305-309 (1912).
15. B. Bolt, *Earthquakes*, WH Freeman & Co., NY, 378 p. Este livro foi editado 5 vezes desde a primeira edição de 1978 (1993).
16. H. F. Reid, *The elastic-rebound theory of earthquakes*. *Bull. Dept. Geol. Univ. Calif.* 6, 412-444 (1911).
17. H. Nakano, *Central hieteorol. Observ. Japan, Seismol. - Bull.*, V. pp. 92-120 (1923).
18. T. Lay, Wallace, T. C., *Modern Global Seismology*, Academic Press (1995)
19. Aki, K., Richards, P. G., *Quantative Seismology. Theory and Methods*, Freeman, San Francisco (1980)
20. B. Bolt, *Earthquakes and Geological Discovery*, Scientific American Library, New York, (1993)
21. S. J. Gibowicz, Kijko, A, *An Introduction to Mining Seismology*, Academic Press, (1994)
22. N. A. Haskell, *Bulletin of the Seismological Society of America* 54: 1811–1841 (1964).
23. J. N. Brune, *J. Geophys. Res.*, 75(26), 4997-5009 (1970)
24. B. Caldeira, Bezzeghoud M., Borges J. F., *Journal of Seismology*, in open access, 14, 3, 565 (2009)
25. C. F. Richter, *Bulletin of the Seismological Society of America* 25 (1), 1 –32. (1935)

26. C. F. Richter, *Elementary seismology*: W. H. Freeman & Co., San Francisco, 768 p. (1958)
27. K. Aki, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 44, 73-88 (1966)
28. T. Hanks, Kanamori, H., *Journal of Geophysical Research* 84(B5) (1979).
29. H. Kanamori, *Geophys. Res. Lett.*, v. 20, 1691-1694 (1993)
30. H. Kanamori, L. Rivera, *Geophys. J. Int.*, v. 175, 222-238 (2008)
31. K. Aki, Christofferson, A., Husebye, E. S. et al., *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 56, 1145 (1974)
32. A. Cisternas, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, V. 175, 1-2, June 2009, 3-7 (2009)
33. B. Gutenberg, C.F. Richter, *Princeton Uni. Press* (1954).
34. B. Caldeira, Silva H.G., J.F. Borges, M. Tlemçani, M. Bezzeghoud, *Annals of Geophysics*, 55, 1, 57-62 (2012).
35. R. J. Geller, *Geophysical Journal International* 131, 425 (1997).
36. H. Benioff, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 22:155-69 (1932).
37. F. Press, M. Ewing, F. Lehner, *Trans. Am. Geophys. Union*, 39:106-8 (1958).
38. B. Romanowics, Deschamps A., M. Bezzeghoud, T. Monfret, P. Bernard, A. Pyrolley, J. F. Karczewski, D. Fouassier, J. C. Koenig, *EOS Trans. Vol. 69*, 593 (1988).
39. B. Romanowicz, M. Cara, J. F. Fels, and D. Rouland, *Eos Trans. AGU*, 65 (42), 753-754 (1984).