

Universidade de Évora



Dissertação para a obtenção do grau de
Mestre em Clima e Ambiente Atmosférico

**Identificação e Caracterização de
Plumas provenientes de Centrais Termoelétricas
a partir de Tecnologias de
Deteccção Remota em altitude e à superfície.**

Dissertação de mestrado sob a orientação de:
Prof^a. Doutora Maria João Tavares da Costa
Prof^a. Doutora Ana Maria Almeida e Silva

Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri

Dina da Conceição Nunes dos Santos

Évora - 2005

Universidade de Évora



**Identificação e Caracterização de Plumas provenientes de
Centrais Termoeléctricas a partir de Tecnologias de
Detecção Remota em altitude e à superfície.**

Dissertação submetida à Universidade de Évora para a obtenção do
grau de Mestre em Clima e Ambiente Atmosférico, área de
Meteorologia, Clima e Alterações Climáticas



169 233

Por:

Dina da Conceição Nunes dos Santos

Sob orientação de:

Prof^a. Doutora Maria João Tavares da Costa

Prof^a. Doutora Ana Maria Almeida e Silva

Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri

Évora - 2005

"O único homem que está isento de erros, é aquele que não arrisca acertar."

Albert Einstein

Aos meus pais:

*José Raimundo Gago dos Santos
Celisa Mercês Dias Nunes dos Santos,*

ofereço.

À minha afilhada:

Lara Trindade Agostinho,

com muito carinho.

Aos meus avós:

*José António Nunes (em memória)
Mercês da Conceição Dias (em memória)*

*José Firmino dos Santos
Maria Celeste Gago*

dedico com amor e gratidão!

Agradecimentos

“Agradecer é admitir que houve um momento em que se precisou de alguém; é reconhecer que o homem jamais poderá lograr para si o dom de ser auto-suficiente. Ninguém e nada cresce sozinho; é sempre preciso um olhar de apoio, uma palavra de incentivo, um gesto de compreensão, uma atitude de amor. A todos vocês dedico a minha vitória, com a mais profunda gratidão e respeito.”

Em primeiro lugar gostaria de agradecer às minhas orientadoras, Prof^a. M^a João Costa e Prof^a. Ana Maria Silva. À Prof^a. M^a João Costa agradeço toda a atenção, orientação, sugestões, todos os conselhos indispensáveis e toda a paciência que teve comigo ao longo da realização deste trabalho. A ela expressei a minha admiração porque, quando deveria ter sido simplesmente professora, foi mestre. Quando deveria ter sido mestre, foi amiga e na sua amizade compreendeu-me e incentivou-me a seguir o meu caminho! À Prof^a. Ana Maria Silva agradeço pelo incessante apoio, pela sua energia infindável, pela sua capacidade de lutar e não desistir o que fez com que ainda aumentasse mais a admiração que sinto pela sua pessoa!

Gostaria também de agradecer ao Dr. Rui Salgado e ao Sérgio Pereira pelo fornecimento de dados imprescindíveis para a realização deste trabalho.

À Elsa Trindade Agostinho e ao Vítor Pereira, por continuarem a ser os irmãos que não tive! Agradeço também ao Patrick Sousa e ao Dário Passos pelas úteis sugestões que sempre me deram. À Susana Pereira pela ajuda e pela companhia que me prestou durante a duração deste mestrado. A todos os meus outros amigos que não refiro aqui mas que não esqueci e também aos meus colegas de mestrado o meu obrigado.

Ao meu namorado, João Viegas, pelo apoio e pela paciência que soube ter comigo nestes três anos.

E finalmente, mas não deixando de ser menos importante por isso, aos meus avós e aos meus pais, dou-lhes o sorriso que trago na minha face. O sorriso do trabalho, da luta, do carinho, da crença e da esperança que um dia espero ver na face dos meus filhos. Dou-lhes também uma parte do meu futuro do qual eles abriram mão para que eu pudesse ter um mundo melhor. Obrigada!

Índice

| | |
|--|-----|
| Resumo | i |
| Abstract..... | ii |
| Lista de Símbolos | iii |
| Lista de Abreviaturas | vi |
| 1. Introdução..... | 1 |
| 1.1 Enquadramento | 1 |
| 1.2 Objectivos deste trabalho..... | 3 |
| 1.3 Estrutura da tese | 4 |
| 2. A Transferência Radiativa na Atmosfera | 7 |
| 2.1 Introdução..... | 7 |
| 2.2 A Equação da Transferência Radiativa | 8 |
| 2.3 As Propriedades Radiativas dos Aerossóis | 13 |
| 2.4 Um código de Transferência Radiativa – RSTAR..... | 17 |
| 3. A Detecção Remota a partir de Satélites | 19 |
| 3.1 Generalidades sobre detecção remota | 19 |
| 3.2 O Instrumento MODIS..... | 23 |
| 4. Metodologia Desenvolvida para a Caracterização dos Aerossóis | 29 |
| 4.1 Introdução..... | 29 |
| 4.2 Considerações e Cálculos Iniciais de Preparação para o Trabalho..... | 30 |

| | |
|--|----|
| 4.2.1 Comparação entre o código RSTAR e medidas de um radiómetro instalado à superfície..... | 30 |
| 4.2.2 Interpolação das Coordenadas Geográficas e da Geometria do Sol e do Satélite..... | 31 |
| 4.2.3 Critérios utilizados para a selecção das imagens de satélite..... | 32 |
| 4.2.4 Estudo dos perfis de vento | 33 |
| 4.2.4 Cálculo das retrotrajectórias dos aerossóis | 35 |
| 4.2.5 Dias seleccionados para o estudo depois de utilizados os critérios de selecção das imagens de satélite | 37 |
| 4.3 Metodologia | 38 |
| 4.4 Obtenção da Espessura Óptica Efectiva Correspondente às Emissões das Centrais..... | 43 |
| 5. Resultados Obtidos | 45 |
| 5.1 Comparação do Código RSTAR com as medidas do radiómetro..... | 45 |
| 5.2 Perfis e direcção do vento | 48 |
| 5.3 Rectrotrajectórias de 12 horas..... | 51 |
| 5.5 O Espectrómetro TOMS..... | 52 |
| 5.4 Tipo de Aerossóis..... | 54 |
| 5.5 Cálculo da Espessura Óptica dos Aerossóis | 54 |
| 5.6 Relação entre as emissões de partículas e as espessuras ópticas obtidas das imagens de satélite..... | 69 |
| 6. Conclusões..... | 80 |

Referências..... 82

Anexos..... 86

Resumo

O objectivo deste trabalho é caracterizar e identificar plumas de aerossóis provenientes de Centrais Termoeléctricas utilizando tecnologias de detecção remota em altitude e à superfície.

A metodologia baseia-se em cálculos de transferência radiativa na atmosfera que, devidamente combinados com medidas obtidas através de instrumentos instalados a bordo de satélites de elevada resolução espectral, permitem detectar e determinar a quantidade de aerossóis presentes na atmosfera e algumas das suas características físicas. A quantidade colunar de poluentes obtida é comparada com as emissões de partículas à saída das chaminés, para se obter a correlação entre ambas.

A metodologia adoptada para a caracterização dos aerossóis pode considerar-se adequada já que se obtém valores mais elevados de espessura óptica nas zonas onde estão localizadas as centrais, observando-se uma boa concordância entre os valores das espessuras ópticas obtidos das imagens de satélite e as emissões de partículas de cada uma das centrais.

Abstract

Identification and Characterization of Aerosol Plumes from Power Plants using Remote Sensing Techniques

The aim of this work is the identification and characterization of aerosols plumes emitted from Power Plants using satellite measurements, with the purpose of monitoring the emissions of pollutants and studying their atmospheric dispersion. The methodology is based on radiative transfer calculations in the atmosphere that, properly combined with satellite measurements, allow for the detection and determination of the actual amount of aerosols in the atmosphere and some of their physical characteristics. The columnar amount of pollutants retrieved is compared with the emissions of particles on the top of the power plant towers.

The analysis of the aerosol optical thickness values confirmed that higher values exist in the areas where the Power Plants are located and a good agreement can be observed among the values of the optical thickness retrieved from the satellite measurements and the aerosol emissions measured at the top of the power plant towers.

Lista de Símbolos

C - Contagem de medida digital (*Contagens*);

C_0 - Medida digital de 'offset' (*Contagens*);

ds - Elemento de espessura (m);

f_λ - Função de resposta espectral de um sensor;

F_g - Força gravitacional (N)

G - Constante gravitacional ($6.673 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$);

I_λ - Intensidade de radiação monocromática ou radiância monocromática ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$);

I_{0_λ} - Intensidade de radiação solar directa monocromática no topo da atmosfera ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$);

J_λ - Função fonte monocromática ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$);

k_λ^e - Secção eficaz de extinção mássica ($\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$);

k_λ^a - Secção eficaz de absorção mássica ($\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$);

k_λ^d - Secção eficaz de dispersão mássica ($\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$);

m - Massa (kg);

M - Massa da Terra ($5.98 \times 10^{24} \text{ kg}$);

m_λ - Índice de refração;

$m_{r\lambda}$ – Parte real do índice de refração;

$m_{i\lambda}$ – Parte imaginária do índice de refração;

$n(r)$ – Distribuição de dimensão das partículas ($\mu m^{-1} cm^{-3}$);

$P_\lambda(\Theta)$ – Função de fase de dispersão;

Q_λ^e – Eficiência de extinção de Mie;

Q_λ^d – Eficiência de dispersão de Mie;

r – Raio da partícula (μm);

r_M – Raio modal (μm);

R – Distância de um objecto ao centro da Terra (m);

z – Altura (km);

α_{calib}^{rad} – Coeficiente de calibração da radiância ($W m^{-2} \mu m^{-1} sr^{-1} / contagem$);

α_{calib}^{ref} – Coeficiente de calibração da reflectância ($/ contagem$);

β_λ^e – Coeficiente de extinção volúmico (m^{-1});

β_λ^d – Coeficiente de dispersão volúmico (m^{-1});

Θ – Ângulo de dispersão ($^\circ$);

θ – Ângulo zenital ($^\circ$);

θ_0 – Ângulo zenital solar ($^\circ$);

λ – Comprimento de onda (μm);

μ - Co-seno do ângulo zenital;

μ_0 - Co-seno do ângulo zenital solar;

ρ - Densidade ($kg\ m^{-3}$);

$\rho(\lambda)$ - Reflectância espectral;

σ_λ^d - Secção eficaz de dispersão (m^2);

τ_λ - Espessura óptica;

ϕ - Ângulo azimutal ($^\circ$);

ϕ_0 - Ângulo azimutal solar ($^\circ$);

$\phi - \phi_0$ - Ângulo azimutal relativo ($^\circ$);

χ - Parâmetro de dimensão de Mie;

ϖ_0 - Albedo de dispersão simples;

Lista de Abreviaturas

CGE – Centro de Geofísica de Évora

EDP – Electricidade de Portugal

HDF – Hierarchical Data Format

HYSPLIT – Hybrid Single Particle Lagrangean Integrated Trajectory

GEO – Geostationary Earth Orbit

LEO – Low Earth Orbit

LIDAR – Light Detection And Ranging

LND – Log Normal Distribution

LUT – Look-Up table

MFRSR – Multi Filter Rotating Shadowband Radiometer

MODIS – MODerate resolution Imaging Spectrometer

NCEP – National Centers for Environmental Prediction

NDVI – Normalized Difference Vegetation Index

NOAA – National Oceanographic and Atmospheric Administration

RADAR – RADio Detection And Ranging

RSTAR – System for Transfer of Atmospheric Radiation

TOMS – Total Ozone Mapping Spectrometer

UTC – Coordinated Universal Time

1. Introdução

1.1 Enquadramento

De acordo com Kaufman *et al.* (2002), durante o último século, a temperatura da superfície da Terra aumentou cerca de 0.6°C, atingindo os valores mais elevados na parte final do último milénio. Esta mudança rápida de temperatura é atribuída, por alguns autores, a um decréscimo de cerca de 1% no balanço de energia entre a absorção da radiação solar, do sistema atmosfera + globo, e a radiação térmica perdida por este sistema terrestre. O primeiro termo deste balanço é controlado pelo albedo planetário, isto é, a fracção de radiação solar que é reenviada para trás e não é portanto absorvida pelo sistema atmosfera + globo, enquanto que o segundo termo é controlado essencialmente pelo efeito de estufa na atmosfera, isto é, a radiação térmica emitida pela superfície do globo que não atinge o topo da atmosfera ficando aprisionada por esta.

De entre os diversos agentes que podem provocar alteração no albedo planetário encontram-se os aerossóis que têm um papel muito importante (IPCC 2001). Estas pequenas partículas sólidas ou líquidas (com diâmetros entre 0,001µm e 100,0µm) que se encontram em suspensão na atmosfera, têm a capacidade de dispersar e absorver a radiação solar (efeito directo dos aerossóis) (Costa *et al.* 2004b) e também de interagir com as nuvens modificando as suas propriedades físicas e o seu tempo de residência na atmosfera (efeito indirecto dos aerossóis) (Breón *et al.* 2002; Rosenfeld 1999, Costa 2004). Os aerossóis que dispersam fortemente a radiação podem provocar um aumento do albedo planetário e conseqüentemente um arrefecimento da superfície. Os aerossóis que absorvem radiação provocam um aquecimento da atmosfera. O tempo de permanência dos aerossóis na atmosfera (troposfera) é muito variável. Este depende da dimensão das partículas, as maiores e mais pesadas tendem a cair mais depressa enquanto que as mais pequenas e mais leves podem ser transportadas na atmosfera, permanecendo aí durante dias ou semanas (Ramathan *et al.* 2003).

Poeiras provenientes de tempestades de areia em desertos, emissões antropogénicas provenientes de actividade industrial, sais marinhos e a queima de biomassa nas florestas são fontes muito importantes de aerossóis atmosféricos [King *et al.* (1992)]. As poeiras provenientes do deserto do Sahara, por exemplo, são muitas vezes transportadas do norte de África para o Oceano Atlântico chegando também a atingir Portugal (King *et al.*, 1992; Silva *et al.* 2003).

Como existe uma forte heterogeneidade espaço/temporal dos aerossóis, uma diversificada composição química e diferentes características físicas torna-se difícil o estudo da climatologia dos aerossóis. Apesar de já existir algum conhecimento sobre a distribuição dos aerossóis troposféricos em algumas regiões e sobre a sua variação sazonal, devido à existência uma rede global de monitorização de aerossóis à superfície (Holben *et al.* 1998) que consegue cobrir grande parte da superfície do globo, inclusive algumas regiões remotas e os oceanos (medidas efectuadas em pequenas ilhas), é impossível obter das medidas de superfície uma descrição espacial completa dos aerossóis na atmosfera.

Nos últimos anos têm vindo a ser desenvolvidos novos instrumentos de detecção remota, instalados em satélites, permitindo assim realizar medidas mais detalhadas, com melhor resolução espacial e espectral. A detecção remota de aerossóis através de sensores a bordo de satélites permite monitorizar as fontes, o transporte e os locais de deposição destas partículas (Tanré *et al.* 1997; Kaufman *et al.* 1997; King *et al.* 1999; Costa *et al.* 2004a; Santos *et al.* 2004).

Neste trabalho utilizaram-se medidas do instrumento MODerate resolution Imaging Spectrometer (MODIS) (Barnes *et al.* 1998), a bordo dos satélites Terra e Aqua, para se obter informações sobre a monitorizações de fontes de aerossóis oriundos de centrais termoeléctricas. Este sensor possibilita estudos multidisciplinares que exploram as interacções Terra-Atmosfera e Oceano-Atmosfera. A grande região espectral abrangida pelos canais do MODIS (0.24 – 12.24 μ m), em conjunto com a cobertura global frequente (1 a 2 dias) e os canais de resolução espacial elevada (2

canais com resolução de 250m e 5 canais de resolução de 500m; ver tabela 3.1), permitem que os dados recolhidos pelo MODIS forneçam um contributo importante para a climatologia e dinâmica das propriedades atmosféricas e do impacto da actividade humana no meio local ou global.

Existe actualmente uma preocupação com o papel que a actividade humana pode ter nas mudanças da atmosfera e do clima (IPCC 2001). No presente trabalho foram analisadas as emissões de partículas provenientes de chaminés de quatro centrais termoeléctricas da empresa Electricidade de Portugal - EDP, nas regiões da grande Lisboa e Sines, e a sua dispersão na atmosfera, uma vez que estas centrais termoeléctricas, para produzirem electricidade, dependem do abastecimento de combustíveis, nomeadamente: fuelóleo, carvão e/ou gás natural, de cujo processo de combustão resulta a emissão de gases e aerossóis.

1.2 Objectivos deste trabalho

O objectivo deste trabalho é a identificação e caracterização de plumas provenientes das Centrais Termoeléctricas da empresa EDP, utilizando tecnologias de detecção remota, de satélites, e à superfície.

Pretende-se determinar a natureza, a extensão e a quantidade colunar das partículas presentes na atmosfera, uma vez que, em situações meteorológicas especiais, é possível determinar a quantidade de emissões de poluentes numa dada região.

O parâmetro físico considerado para estabelecer a relação entre a quantidade de partículas emitida pelas chaminés das centrais e a quantidade de partículas que se encontra na atmosfera é a espessura óptica dos aerossóis que está relacionada com a quantidade colunar de aerossóis existentes na atmosfera. Uma vez conhecido o valor de espessura óptica dos aerossóis numa determinada região, que inclui a fonte emissora, relaciona-se esse valor com o valor das emissões de partículas das chaminés das centrais em estudo, o que exige o conhecimento prévio da quantidade colunar de aerossóis atmosféricos não oriundos das fontes emissoras.

1.3 Estrutura da tese

Esta tese encontra-se dividida em seis capítulos. O primeiro capítulo introduz o trabalho efectuado no âmbito desta tese, bem como a importância de se estudarem os aerossóis presentes na atmosfera. Realça também de um modo geral o papel importante que a detecção remota, de satélites, tem para os estudos dos aerossóis. São ainda apresentados os objectivos deste trabalho e por fim, na última parte deste capítulo, é feita uma breve descrição de cada um dos capítulos.

No segundo capítulo é descrita a propagação da radiação solar na atmosfera e a sua interacção com os constituintes atmosféricos bem como a interacção deste tipo de radiação com a superfície terrestre. São os constituintes da atmosfera que fazem com que a radiação solar seja absorvida e dispersa na atmosfera. É apresentada a equação de transferência radiativa considerando os processos de absorção e dispersão da radiação, de acordo com o objectivo deste trabalho. No final deste capítulo é feita ainda uma descrição do código de transferência radiativa escolhido, System for Transfer of Atmospheric Radiation (RSTAR), desenvolvido por Nakajima e Tanaka (1986,1988).

No terceiro capítulo faz-se uma pequena introdução à detecção remota, em especial à detecção remota através de satélites. É também feita uma descrição do satélite e do instrumento utilizado, o MODIS a bordo do satélite Terra, para a caracterização dos aerossóis neste trabalho.

Apresenta-se a metodologia desenvolvida ao longo do trabalho no capítulo quatro. Na primeira parte deste capítulo são descritas as considerações feitas e os critérios utilizados como preparação do presente trabalho. Começou por ser feita uma comparação do código de transferência radiativa utilizado (RSTAR) com medidas de um radiómetro instalado no observatório do Centro de Geofísica de Évora (CGE). Foram também considerados alguns critérios para a selecção das imagens de satélite, uma vez que imagens contaminadas por nuvens não podem ser consideradas, pois aumentam a incerteza ou impossibilitam mesmo a obtenção da

informação acerca dos aerossóis presentes na atmosfera. Estudaram-se também as direcções de vento preferenciais: dado existirem outras empresas, potencialmente poluidoras, na vizinhança das centrais, foi necessário escolher direcções de vento que apenas contemplassem as plumas provenientes das centrais em estudo e não outras plumas de poluentes provenientes de empresas em redor das centrais em estudo. Para se ter a certeza dessas direcções de vento foi feito um estudo dos perfis de vento (simulações feitas pelo Dr. Rui Salgado) com um modelo atmosférico de mesoescala (MesoNH). A fim de se conhecer a origem e o percurso das massas de ar, que transportam os aerossóis, antes de atingirem a região geográfica em estudo, foram também calculadas as retrotrajectórias de 12, 24 e 72 horas com origem em cada uma destas centrais, possibilitando assim saber de onde são provenientes os aerossóis que se encontram na coluna atmosférica acima da cada uma das centrais. O capítulo quatro descreve também, na secção 4.3, os dois métodos utilizados para se calcular a reflectância da superfície, sendo o primeiro método descrito por Kaufman *et. al* (1997) e o segundo descrito por Von Hoyningen-Huene *et. al* (2003). Na última parte deste capítulo é feita uma descrição da obtenção da espessura óptica efectiva correspondente às emissões das centrais, isto é, descreve-se a técnica utilizada para remover a espessura óptica que não corresponde às emissões das centrais em estudo mas sim devido à poluição de fundo.

No capítulo cinco apresentam-se os resultados obtidos através da aplicação da metodologia desenvolvida e descrita no capítulo quatro. A primeira secção do capítulo apresenta os resultados obtidos da comparação do código RSTAR com as medidas do radiómetro instalado no observatório do CGE. A secção seguinte mostra alguns exemplos dos perfis e direcção de vento obtidos para os dias seleccionados e a seguir também se pode observar, na secção seguinte, alguns dos gráficos das retrotrajectórias dos aerossóis obtidas para o estudo do tipo de aerossol. A secção 5.5 apresenta os resultados obtidos para a espessura óptica dos aerossóis. Os valores de espessura óptica, obtidos através desta metodologia, são então comparados com os valores das emissões de partículas que são monitorizadas à

saída das chaminés. Na secção 5.6 são apresentadas as relações entre os valores das espessuras ópticas obtidos através das imagens de satélite e as emissões de partículas de cada uma das centrais em estudo.

Finalmente, no capítulo seis apresentam-se as conclusões obtidas com este trabalho, bem como uma discussão de possível trabalho futuro que possa vir a ser desenvolvido no seguimento deste.

2. A Transferência Radiativa na Atmosfera

2.1 Introdução

Os aerossóis que se encontram na atmosfera interagem com a radiação solar incidente e com a radiação térmica terrestre. Dependendo das suas propriedades físico-químicas (composição química, espectro das dimensões, forma e concentração), os aerossóis podem dispersar e/ou absorver a radiação solar e/ou terrestre incidente. Certos tipos de aerossóis (fumo de incêndios) absorvem a radiação solar convertendo-a em calor [Holton *et al.*, 2003]. Outros (poeiras de deserto, sais marinhos) ou ainda do tipo antropogénico, provenientes da combustão de biomassa e de combustíveis fósseis, criam um aumento da reflexão da radiação solar de volta para o espaço e também absorvem a radiação solar na atmosfera [Holton *et al.*, 2003]. Por estes motivos é necessário incluir os efeitos radiativos dos aerossóis quando se pretende estudar ou simular a transferência radiativa na atmosfera [Holton *et al.*, 2003].

A combinação dos processos de dispersão e de absorção da radiação é responsável pela extinção da radiação na atmosfera. A dispersão acontece quando a radiação incidente é desviada do seu percurso original, a absorção acontece quando a radiação é absorvida e convertida em calor.

A interacção dos aerossóis com a radiação solar pode ser calculada utilizando as equações de Maxwell para a radiação electromagnética. Estas equações podem ser escritas numa forma aproximada para a propagação da radiação através de uma mistura de gases, aerossóis e nuvens. A teoria de Planck para descrever a emissão de radiação, pelos constituintes atmosféricos, pode ser aplicada na atmosfera onde é válida a hipótese de equilíbrio termodinâmico local, complementa as equações de Maxwell. As soluções destas equações quantificam os efeitos dos aerossóis (naturais e antropogénicos) no balanço de energia do planeta, a energia radiante absorvida na

atmosfera, e a radiação solar (ou térmica) incidente na superfície terrestre [Holton *et al.*, 2003].

Num estudo da transferência radiativa em que se considera a presença de aerossóis na atmosfera, é importante considerar a dispersão múltipla, particularmente no domínio dos pequenos comprimentos de onda (visível) e dos ângulos de dispersão pequenos, onde é grande a sensibilidade aos aerossóis maiores.

No presente estudo considera-se uma atmosfera estratificada em camadas homogêneas paralelas e de dimensão infinita onde se assume que as propriedades físicas não se alteram significativamente, uma vez que as variações verticais das propriedades físicas são muito mais rápidas que as variações horizontais.

Neste capítulo apresenta-se a equação de transferência radiativa, assim como as propriedades radiativas dos aerossóis consideradas neste estudo.

Por último, para modelar os diferentes processos de transferência radiativa que ocorrem na atmosfera e as interações com a superfície terrestre faz-se uma breve apresentação do código de transferência radiativa utilizado no presente trabalho (código RSTAR desenvolvido por Nakajima e Tanaka, 1988).

2.2 A Equação da Transferência Radiativa

Considerando I_λ a intensidade de radiação ou radiância monocromática que, depois de atravessar uma espessura ds no sentido da sua propagação, torna-se $I_\lambda + dI_\lambda$, pode escrever-se:

$$dI_\lambda = -I_\lambda k_\lambda^e \rho ds \quad (2.1)$$

onde k_λ^e é a secção eficaz de extinção mássica da camada atmosférica (em $m^2 kg^{-1}$), ρ é a densidade do meio (camada atmosférica) para o comprimento de onda λ da radiação.

A secção eficaz de extinção mássica é dada pela soma da secção eficaz de absorção mássica (k_λ^a) com a secção eficaz de dispersão mássica (k_λ^d), ou seja:

$$k_\lambda^e = k_\lambda^a + k_\lambda^d \quad (2.2)$$

Pode então considerar-se que a intensidade de radiação, quando atravessa um determinado meio, é reduzida devido à absorção e à dispersão da radiação produzidas pelos constituintes atmosféricos tais como aerossóis, nuvens e gases. $-I_\lambda$ na equação 2.1 é chamado a função sumidouro que representa a radiância atenuada devido aos processos de absorção e dispersão simples.

No entanto pode existir um reforço da intensidade ao longo da direcção de propagação através da emissão de radiação, da dispersão simples e da dispersão múltipla na direcção de propagação. Este aumento de intensidade é dado pela expressão:

$$dI_\lambda = J_\lambda \rho k_\lambda^e ds \quad (2.3)$$

onde J_λ é conhecida por função fonte e representa as contribuições da emissão, dispersão simples e dispersão múltipla, para o aumento do feixe de radiação.

Combinando as equações 2.1 e 2.3 obtém-se:

$$dI_\lambda = -k_\lambda^e \rho I_\lambda ds + J_\lambda \rho k_\lambda^e ds \quad (2.4)$$

A equação 2.4 pode ainda ser escrita como:

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda^e \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad (2.5)$$

Num sistema de coordenadas esféricas, a equação 2.5 pode ser escrita como:

$$\frac{dI_\lambda(s; \theta, \phi)}{k_\lambda^e \rho ds} = -I_\lambda(s; \theta, \phi) + J_\lambda(s; \theta, \phi) \quad (2.6)$$

onde $I_\lambda(s, \theta, \phi)$ é a radiância monocromática, expressa em watt por metro quadrado por micrómetro por esterradiano, que emerge no nível s de uma camada de espessura ds na direcção de propagação do feixe, que faz um ângulo θ , denominado ângulo zenital, com a normal à camada e cuja projecção na horizontal faz um ângulo ϕ , com a direcção sul, denominado ângulo azimutal.

Considerando um percurso perpendicular à camada em vez do percurso ao longo da direcção de propagação ds em que $dz = \cos\theta ds = \mu ds$, a equação 2.6 é então dada por:

$$\mu \frac{dI_\lambda(z; \mu, \phi)}{k_\lambda^e \rho dz} = -I_\lambda(z; \mu, \phi) + J_\lambda(z; \mu, \phi) \quad (2.7)$$

Define-se a espessura óptica normal elementar de uma camada através da seguinte equação:

$$d\tau = -k_\lambda^e \rho dz = -\beta_\lambda^e dz = \sigma_\lambda^e N dz \quad (2.8)$$

onde β_λ^e é o coeficiente de extinção volúmica, expresso em área por unidade de volume (m^{-1}), σ_λ^e é a secção eficaz de extinção, expressa em unidades de área (m^2) e N representa a concentração numérica total de partículas expressa em partículas por unidade de volume (m^{-3}) e pode ser calculado através da equação :

$$N = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} n(r) dr \quad (2.9)$$

onde $n(r) dr$ representa a distribuição de dimensões dos constituintes atmosféricos (ver secção 2.3, equação 2.28).

Assim, a espessura óptica total normal à atmosfera define-se através da seguinte equação:

$$\tau_\lambda = \int_{z=0}^{\infty} k_\lambda^e(z) \rho dz = \int_{z=0}^{\infty} \beta_\lambda^e(z) dz = \int_{z=0}^{\infty} \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} n(r) dr \sigma_\lambda^e(z) dz \quad (2.10)$$

Introduzindo esta definição na equação (2.7) obtém-se:

$$\mu \frac{dI_\lambda(\tau; \mu, \phi)}{d\tau} = I_\lambda(\tau; \mu, \phi) - J_\lambda(\tau; \mu, \phi) \quad (2.11)$$

que constitui a equação geral da transferência radiativa numa atmosfera plana e paralela, que é simultaneamente absorvente, dispersora e emissora.

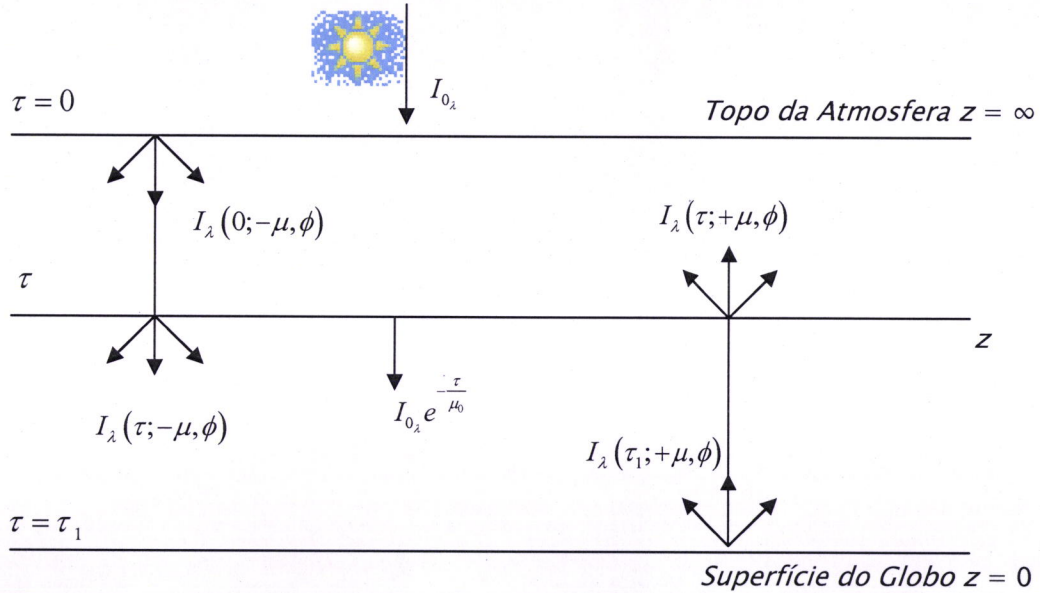


Figura 2. 1: Fluxos de radiação ascendente e descendente que atravessam uma camada de atmosfera finita, plana e paralela. (adaptado de Liou 1980).

Integrando a equação 2.11 para uma atmosfera absorvente, dispersora e emissora que está limitada inferiormente por $\tau = \tau_1$ e superiormente por $\tau = 0$, tal como indica a figura 2.1, obtêm-se as radiâncias ascendente ($I_\lambda^\uparrow \equiv I_\lambda(\tau; +\mu, \phi)$) e descendente ($I_\lambda^\downarrow \equiv I_\lambda(\tau; -\mu, \phi)$), que atravessam um nível τ :

$$I_\lambda(\tau; +\mu, \phi) \equiv I_\lambda^\uparrow = I_\lambda(\tau_1; +\mu, \phi) e^{-\frac{\tau_1-\tau}{\mu}} + \int_{\tau}^{\tau_1} J_\lambda(\tau'; +\mu, \phi) e^{-\frac{\tau'-\tau}{\mu}} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (2.12)$$

$$I_{\lambda}(\tau; -\mu, \phi) \equiv I_{\lambda}^{\downarrow} = I_{\lambda}(0; -\mu, \phi) e^{-\frac{\tau}{\mu}} + \int_0^{\tau} J_{\lambda}(\tau'; -\mu, \phi) e^{-\frac{\tau-\tau'}{\mu}} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (2.13)$$

onde $\mu_0 = \cos \theta_0$ e $I_{0_{\lambda}}$ é a radiância solar directa monocromática no topo da atmosfera.

Considera-se negativa a direcção descendente ($\mu < 0$) e os primeiros termos do lado direito das equações anteriores representam respectivamente a radiância monocromática que sai da superfície e é atenuada pela atmosfera até atingir o nível τ e a radiância monocromática dispersa que emerge do topo da atmosfera e é atenuada até atingir o nível τ que pode ser desprezada.

A intensidade monocromática, que chega à superfície, considerando que não existe radiação dispersa/emitada descendente no topo da atmosfera ($I_{\lambda}(0; -\mu, \phi) = 0$), é dada por:

$$I_{\lambda}(\tau_1; -\mu, \phi) = \int_0^{\tau_1} J_{\lambda}(\tau'; -\mu, \phi) e^{-\frac{\tau_1-\tau'}{\mu}} \frac{d\tau'}{\mu} + I_{0_{\lambda}} e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} \quad (2.14)$$

e a intensidade monocromática ascendente que chega ao topo da atmosfera é

$$I_{\lambda}(0; +\mu, \phi) = I_{\lambda}(\tau_1; +\mu, \phi) e^{-\frac{\tau_1}{\mu}} + \int_0^{\tau_1} J_{\lambda}(\tau'; +\mu, \phi) e^{-\frac{\tau'}{\mu}} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (2.15)$$

O termo $I_{0_{\lambda}} e^{-\frac{\tau}{\mu_0}}$ que foi adicionado na equação 2.14 representa a atenuação que a radiância solar directa monocromática sofre quando atravessa a camada atmosférica considerada.

Na equação 2.15 o primeiro termo do lado direito representa a radiância ascendente, proveniente da superfície da Terra, atenuada pela atmosfera. Os termos com integral das equações 2.14 e 2.15 representam as contribuições internas da atmosfera.

Existem vários métodos computacionais para a solução numérica da equação de transferência radiativa para a radiação descendente (equação 2.13) e a radiação ascendente (equação 2.12). Neste trabalho foi utilizado o método de ordenadas discretas (secção 2.3). Este método foi desenvolvido por Chandrasekhar (1950) e utiliza uma discretização da equação de transferência radiativa representada pela equação 2.7 e a expansão da função de fase numa série de polinómios de Legendre, fornecendo soluções analíticas da intensidade da radiação dispersa para qualquer espessura óptica [Lenoble, 1993].

Levando em conta os processos de dispersão simples e múltipla da radiação solar, a função fonte pode ser escrita da seguinte maneira:

$$J_{\lambda}(\tau; \mu, \phi) = \frac{\omega_{\lambda}}{4\pi} F_{0_{\lambda}} P_{\lambda}(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} + \frac{\omega_{\lambda}}{4\pi} \int_0^1 \int_{-1}^1 I_{\lambda}(\tau; \mu', \phi') P_{\lambda}(\mu, \phi; \mu', \phi') d\mu' d\phi' \quad (2.16)$$

onde o primeiro termo representa a contribuição da radiação dispersa uma só vez (dispersão simples), originada pelo feixe solar directo oriundo da direcção $(-\mu_0, \phi_0)$ para a direcção (μ, ϕ) e o segundo termo representa a contribuição da radiação dispersa mais do que uma vez (dispersão múltipla) no sentido de propagação do feixe vinda da direcção (μ', ϕ') para a direcção (μ, ϕ) . $P_{\lambda}(\mu, \phi; \mu', \phi')$ é a função de fase (equação 2.27) que descreve a tendência que uma partícula tem para dispersar a radiação preferencialmente numa determinada direcção. $\omega_{0_{\lambda}}$ é o albedo de dispersão simples (equação 2.25) que fornece a percentagem de radiação que é dispersa, em relação à radiação que sofre extinção (dispersão mais absorção), quando se considera a dispersão simples.

2.3 As Propriedades Radiativas dos Aerossóis

Para se caracterizarem os aerossóis é necessário conhecer a sua forma, as suas dimensões, a sua composição química e a sua quantidade total na atmosfera. As

propriedades ópticas dos aerossóis dependem das três primeiras propriedades físicas. A detecção remota de aerossóis baseia-se no efeito que estas partículas têm na dispersão e absorção de radiação na atmosfera terrestre e consequentemente baseia-se nos parâmetros radiativos dos aerossóis [Lenoble, 1993]. Estes parâmetros, para um determinado comprimento de onda λ , incluem o coeficiente de extinção volumico β_λ^e , o coeficiente de dispersão volumico β_λ^d , o albedo de dispersão simples $\varpi_{0\lambda}$ e a função de fase de dispersão $P_\lambda(\Theta)$, onde Θ é o ângulo de dispersão entre as direcções de radiação incidente e a radiação dispersa.

A função de fase, $P_\lambda(\Theta)$, e os coeficientes de extinção e dispersão, β_λ^e e β_λ^d , dependem da forma, da composição química e das dimensões das partículas, ou seja, $P_\lambda(\Theta, m_\lambda, n(r))$ e $\beta_\lambda(m_\lambda, n(r))$. O índice de refração m_λ , que está relacionado com a composição química, é dado por:

$$m_\lambda = m_{r_\lambda} - im_{i\lambda} \quad (2.19)$$

Se as partículas não forem absorventes então $m_\lambda = m_{r_\lambda}$, ou seja o índice de refração é apenas real; se as partículas absorvem radiação m_λ é complexo e a parte imaginária $m_{i\lambda}$ está directamente relacionada com a absorção.

Neste trabalho considera-se que as partículas são esféricas, aplicando-se a teoria de Mie. Pode encontrar-se uma descrição mais detalhada desta teoria na literatura, por exemplo em Liou (1980). Os resultados da teoria de Mie aplicam-se a uma esfera homogénea existindo um parâmetro de tamanho, χ , relacionado com o raio r . No entanto, na atmosfera, não se encontra uma mas sim um conjunto de partículas. Assume-se então que as partículas dispersoras estão suficientemente afastadas umas das outras e que essa distância é muito maior que o comprimento de onda da radiação incidente, podendo assim estudar-se o processo de dispersão de cada uma dessas partículas sem que sofra a influência das restantes (fenómeno denominado por dispersão independente), podendo aplicar-se a teoria de Mie.

Feitas as considerações anteriores e para uma amostra de partículas cujo tamanho é descrito pela distribuição de dimensão $n(r)dr$ os coeficientes de extinção e de dispersão volúmicos são dados, respectivamente, por:

$$\beta_{\lambda}^e(m) = \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \pi \cdot r^2 \cdot Q_{\lambda}^e(r, m) \cdot n(r) \cdot dr \quad (2.20)$$

$$\beta_{\lambda}^d(m) = \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \pi \cdot r^2 \cdot Q_{\lambda}^d(r, m) \cdot n(r) \cdot dr \quad (2.21)$$

onde Q_{λ}^e e Q_{λ}^d são, respectivamente, os factores de eficiência de extinção e de dispersão de Mie definidos como:

$$Q_{\lambda}^e(r, m_{\lambda}) = \frac{2}{\chi^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}(a_n + b_n) \quad (2.22)$$

e

$$Q_{\lambda}^d(r, m_{\lambda}) = \frac{2}{\chi^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2) \quad (2.23)$$

onde Re representa a parte real e a_n e b_n são os coeficientes de Mie que representam, respectivamente, as oscilações magnética e eléctrica. χ é o parâmetro de dimensão de Mie dado por:

$$\chi = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2.24)$$

sendo r o raio da partícula esférica e λ o comprimento de onda da radiação.

O albedo de dispersão simples pode ser definido em termos do coeficiente de dispersão volúmica β_{λ}^d e do coeficiente de extinção volúmica β_{λ}^e da seguinte forma:

$$\omega_{0\lambda} = \frac{\beta_{\lambda}^d}{\beta_{\lambda}^e} \quad (2.25)$$

Nas equações 2.20 e 2.21, o impacto de uma partícula na extinção é ponderado pela secção geométrica πr^2 . $n(r)$ é a distribuição de dimensão de uma amostra de N partículas que representa a distribuição dos aerossóis na atmosfera, calculada pela equação 2.9.

A função de fase, para uma amostra de partículas, descrita em termos da função de distribuição de dimensão $n(r)$, é dada por:

$$P_\lambda(m, \Theta) = \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \frac{\lambda^2}{2\pi \cdot \sigma_\lambda^d(r, m)} \cdot (|S_1|^2 + |S_2|^2) \cdot n(r) \cdot dr \quad (2.26)$$

onde $S_1(\chi, m, \Theta)$ e $S_2(\chi, m, \Theta)$ são funções complexas definidas através das equações de Maxwell, relacionadas com a amplitude da radiação dispersa perpendicular e paralela ao plano de dispersão, respectivamente, e $\sigma_\lambda^d(r, m)$ a secção eficaz de dispersão definida através da equação:

$$\sigma_\lambda^d(r, m) = \pi \cdot r^2 \cdot Q_\lambda^d(r, m) \quad (2.27)$$

O modo referente à distribuição de dimensões mais pequenas tem um efeito pequeno na radiação (Kaufman et al. 1997); usualmente na detecção remota adoptam-se formas matemáticas simples para $n(r)$, com parâmetros ajustáveis, que podem ser obtidos através de observações. Uma das mais utilizadas para descrever a distribuição de dimensões dos aerossóis atmosféricos é a distribuição log-normal (LND), sendo esta também a seleccionada no presente trabalho. A distribuição log-normal pode ser definida como:

$$n(r) = \frac{N}{\sqrt{2\pi} \cdot r \cdot \log \sigma} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\log r - \log r_M}{\log \sigma} \right)^2 \right] \quad (2.28)$$

onde os dois parâmetros ajustáveis são o raio modal r_M e o desvio padrão geométrico σ . N é a concentração numérica total de partículas e r o raio da partícula.

2.4 Um código de Transferência Radiativa - RSTAR

Neste trabalho utilizou-se o código de transferência radiativa RSTAR - System for Transfer of Atmospheric Radiation (Nakajima e Tanaka, 1988) que simula os campos de radiação no sistema Atmosfera-Terra-Oceano na presença da nuvens e/ou aerossóis, em comprimentos de onda compreendidos entre os 0.2 e os 200 μ m. Tal como foi descrito na secção 2.1, este código considera a atmosfera estratificada em camadas homogéneas e paralelas, isto é, a atmosfera está dividida em 50 níveis desde a superfície até aos 120km (considerado como o topo da atmosfera). Estão definidos seis perfis de atmosferas: tropical, latitudes médias no Verão, latitudes médias no Inverno, latitudes altas no Verão, latitudes altas no Inverno e uma atmosfera padrão dos E.U.A [McClatchey *et al.* 1971].

O tipo de superfície tem de ser especificado pelo utilizador (oceano ou terra). Se se considerar a superfície da terra é necessário especificar o valor da reflectância da superfície e se se considerar o oceano é necessário fornecer o valor da velocidade do vento à superfície do oceano utilizada para a correcção da dispersão simples para a reflexão da superfície oceânica.

É necessário também especificar os ângulos zenital e azimutal solares e os ângulos zenital e azimutal das radiâncias emergentes. O código calcula radiâncias e fluxos que podem ser monocromáticos ou integrados em bandas espectrais cuja largura e resolução espectral são definidas pelo utilizador. Quando se pretendem fazer simulações de medidas de satélite o código permite especificar a função espectral de resposta do instrumento que se utiliza (ver capítulo 3, secção 3.2).

O código contém também onze perfis de concentração volúmica seca relativa para a mistura externa de modelos de partículas, e os valores correspondentes dos índices de refração complexos espectrais tirados de d'Almeida *et al.* (1991) para a água, gelo, poeiras do deserto, fogos, vulcânicos, 75% H_2SO_4 , rural, sal marinho, urbanos, poeira amarela (oriental) e aerossóis troposféricos, caracterizando assim as partículas que se encontram na atmosfera quando se efectua a simulação. É sempre

utilizada a Teoria de Mie (as partículas são consideradas esféricas) e os resultados desta teoria estão tabelados dentro do código, através dos quais são calculadas as propriedades ópticas das partículas tais como o coeficiente volúmico de extinção $\beta_{\lambda}^e(m_{\lambda}, n(r))$, a função de fase $P_{\lambda}(\Theta, m_{\lambda}, n(r))$ e o albedo de dispersão simples $\omega_{0,\lambda}$ (equações 2.20, 2.27 e 2.25, respectivamente).

Para a resolução da equação de transferência radiativa, o modelo utiliza o método das ordenadas discretas (citado anteriormente na secção 2.1) e a distribuição de dimensão considerada é a distribuição log-normal definida pela equação 2.26.

3.1 Generalidades sobre detecção remota

A detecção remota é o processo que permite extrair informação de um objecto, área ou fenómeno, isto é, um alvo, através da análise de dados adquiridos por um instrumento (sensor) que não esteja em contacto directo com esse alvo. A informação registada pode vir sob a forma de ondas acústicas, distribuição de força ou ondas electromagnéticas.

Para a detecção remota da Terra, as propriedades de radiação de mais interesse são os espectros de absorção/emissão dos constituintes atmosféricos e das características da superfície da Terra. Nos constituintes atmosféricos estão incluídos, por exemplo, os aerossóis, as nuvens e os gases tais como vapor de água e ozono. Nas características da Terra estão incluídas, por exemplo, a vegetação, água, gelo, neve e rochas.

De acordo com o tipo de fonte de energia que é utilizado, os instrumentos de detecção remota podem classificar-se em dois tipos diferentes: activos e passivos.

Os instrumentos activos (figura 3.1A) transmitem a sua própria radiação electromagnética para detectar um objecto ou varrer uma área sob observação, recebendo depois a radiação reflectida ou dispersa. São exemplo de instrumentos activos os radares (RADio Detection And Ranging) e os Lidares (LighT Detection And Ranging).

Os instrumentos passivos (figura 3.1B) detectam só a radiação, que pode ser reflectida ou emitida. Algumas das fontes externas mais detectadas pelos instrumentos passivos são a radiação solar reflectida e a radiação emitida pela superfície da Terra e pela atmosfera. Os radiómetros e os espectrómetros são exemplos de instrumentos passivos.

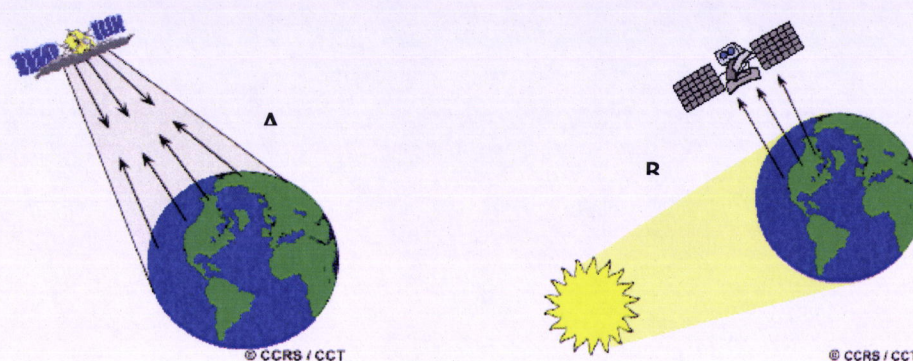


Figura 3. 1: Exemplos de instrumentos activos (A) e instrumentos passivos (B).

Quer os instrumentos passivos quer os instrumentos activos podem ser instalados a bordo de um satélite. Neste trabalho utilizaram-se medidas do espectrómetro MODerate resolution Imaging Spectrometer (MODIS) que detecta radiação electromagnética reflectida ou emitida pela superfície da Terra, onde se situam os alvos em estudo.

Existe uma estreita associação entre detecção remota e satélites artificiais. É que, embora os sistemas de detecção remota possam ser instalados à superfície ou noutras plataformas em altitude, tal como aviões, são os satélites que, a cada dia, se tornam mais úteis como plataformas de observação já que permitem obter uma cobertura global da superfície da Terra.

Os satélites, quando colocados em órbita, conseguem fornecer continuamente medidas relacionadas com as propriedades dos objectos. Como estão situados a grandes altitudes têm a capacidade de abranger no seu campo de visão uma grande porção da superfície terrestre. Ao mesmo tempo, como têm de orbitar em redor da Terra, fornecem uma cobertura que se repete ao longo do tempo, permitindo o acompanhamento da evolução das propriedades de reflexão ou emissão dos objectos e de fenómenos.

Considerando um satélite de massa m , movendo-se em volta da Terra, animado de movimento circular uniforme, e admitindo que este se encontra a uma altitude

suficiente para que seja possível desprezar-se a resistência do ar, está sujeito a uma força gravitacional:

$$F_g = G \cdot \frac{M \cdot m}{R^2} \quad (3.1)$$

onde M é a massa da Terra, G a constante gravitacional e R a distância do satélite ao centro da Terra.

O período de revolução do satélite é dado por:

$$T = \frac{2\pi}{\omega} = 2\pi \sqrt{\frac{R^3}{G \cdot M}} \quad (3.2)$$

onde ω é a velocidade angular com que o satélite se desloca e está relacionado com a aceleração do satélite na sua órbita ($a_n = R\omega^2$).

É possível verificar-se que o período de revolução de um satélite depende apenas do raio da sua órbita. Consegue-se assim colocar um satélite em órbita, de maneira a que o seu período de revolução seja de 24h, sendo o seu raio de 42.250 km, o que corresponde a uma altitude de cerca de 35.900 km. Um satélite com estas características, colocado no plano equatorial, orbitará solidário com o movimento da Terra, estando sempre sobre o mesmo ponto da superfície da Terra. Este tipo de órbitas denomina-se geostacionário (GEO - Geostationary Earth Orbit, figura 3.2). Um instrumento instalado num satélite geostacionário não adquire medidas sobre todo o globo e tem uma visão limitada das regiões polares. No entanto, um satélite numa órbita geostacionária obtém imagens frequentes de quase um quarto da área da Terra (regiões de latitudes médias e tropicais), o que constitui uma vantagem para estudos da meteorologia e do clima nessas regiões.

Existem também satélites que descrevem órbitas baixas (LEO - Low Earth Orbit, figura 3.2), orbitando a altitudes muito mais baixas (menos de 2000 km acima da superfície da Terra) com um período que varia entre os dezanove minutos e as duas horas, fornecendo assim medições mais precisas e detalhadas (melhor resolução

espacial) apesar de fornecerem imagens menos frequentes sobre uma determinada região. A maior parte destes sistemas (LEO) emprega órbitas polares ou quase polares para conseguir preencher as lacunas de observação nestas regiões (regiões polares) do globo.

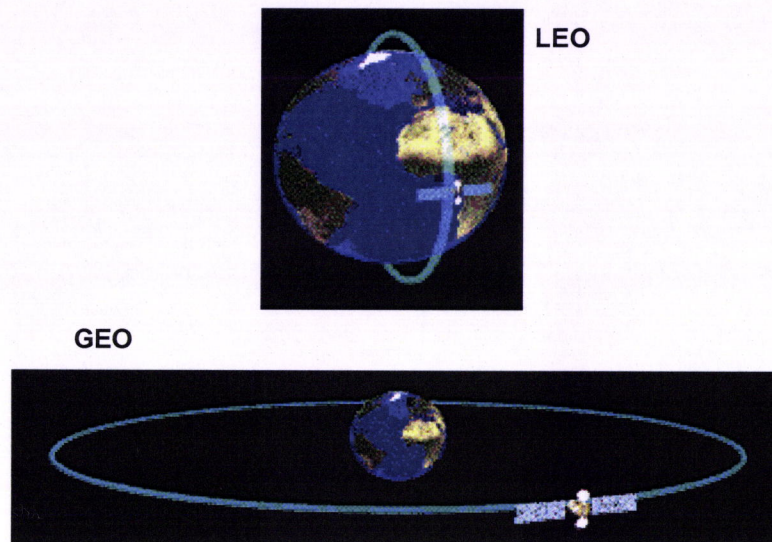


Figura 3. 2: Exemplos das órbitas GEO e LEO.

Para o desenvolvimento do presente trabalho utilizaram-se medidas de um satélite de órbita baixa, o satélite Terra, que foi lançado em Dezembro de 1999. O satélite Terra (figura 3.3) que contém a bordo cinco sensores que fazem medidas da atmosfera, superfície da Terra e oceanos, bem como das interações entre estes e a radiação solar (ver online <http://modis.nasa.gov>). Posteriormente, em Maio de 2002 foi lançado também o satélite Aqua (figura 3.4), que pretende complementar as medidas fornecidas pelo satélite Terra, aumentando a frequência de imagens disponíveis sobre uma determinada região.

As órbitas dos satélites Terra e Aqua, em redor do planeta Terra, estão planificadas de modo a que o satélite Terra passe do Pólo norte até ao equador durante a manhã e que o satélite Aqua passe de sul para norte na parte da tarde, cobrindo assim toda a superfície terrestre e adquirindo dados em 36 bandas espectrais (ver tabela 3.1). A passagem do satélite Terra sobre Portugal Continental dá-se entre as 11:00 UTC e as 12:00 UTC, passando no equador às 10:30 (hora local). O satélite Aqua passa,

sobre Portugal Continental, entre as 13:00 UTC e as 14:00 UTC, passando no equador às 13:30 (hora local).

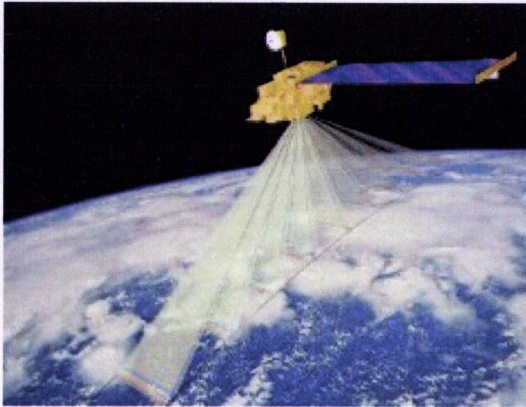


Figura 3. 3: O satélite Terra. Fonte: NASA, 2004.

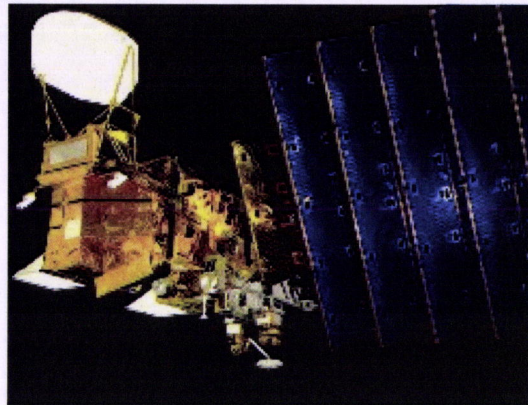


Figura 3. 4: O satélite Aqua. Fonte: NASA, 2004.

3.2 O Instrumento MODIS

O espectrorradiómetro MODIS é um dos instrumentos instalados a bordo dos satélites Terra e Aqua. O MODIS realiza observações de toda a superfície terrestre a cada 1 ou 2 dias (figura 3.5), e adquire dados em 36 bandas espectrais discretas entre 0.4 e 14.4 μm (ver tabela 3.1) que se distribuem em diferentes grupos de resolução espacial.

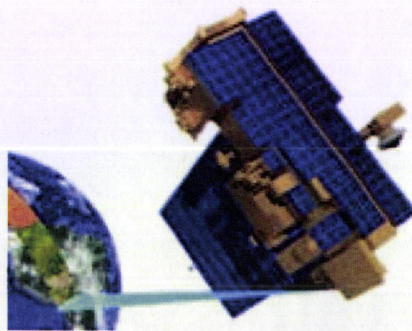


Figura 3. 5: Exemplo da actuação do sensor MODIS na recolha de dados.

Define-se pixel como a menor área da imagem para a qual existe a medida. Assim, uma imagem é formada por inúmeros pixels. O conjunto de pixels está distribuído em colunas e linhas que formam uma matriz. Quanto maior for o número de pixels de uma matriz melhor é a sua resolução espacial. Por isso quando se se refere a uma

resolução espacial de 250m, por exemplo, pretende-se dizer que cada pixel que consitui a imagem tem a dimensão de 250m x 250m.

Tal como indicado na tabela 3.1, duas bandas espectrais, no visível, têm resolução espacial de 250m (canais 1 e 2), cinco bandas, no visível e infravermelho próximo, têm resolução espacial de 500m (canais 3 a 7) e as restantes bandas têm resolução de 1000m (canais 8 a 36), no visível, infravermelho próximo e infravermelho térmico.

| Bandas Espectrais do Sensor MODIS | | | |
|--|---------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| <i>Radiação Reflectida</i> | | | <i>Radiação Emitida</i> |
| <i>Pixel: 250 x 250 m²</i> | <i>Pixel: 500 x 500 m²</i> | <i>Pixel: 1 x 1 Km²</i> | <i>Pixel: 1 x 1 Km²</i> |
| 1 (620-670 nm) | 3 (459-479 nm) | 8 (405-420 nm) | 20 (3.660-3.840 μm) |
| 2 (841-876 nm) | 4 (545-565 nm) | 9 (438-448 nm) | 21 (3.929-3.989 μm) |
| | 5 (1230-1250 nm) | 10 (483-493 nm) | 22 (3.939-3.989 μm) |
| | 6 (1628-1652 nm) | 11 (526-536 nm) | 23 (4.020-4.080 μm) |
| | 7 (2105-2155 nm) | 12 (546-556 nm) | 24 (4.433-4.498 μm) |
| | | 13L (662-672 nm) | 25 (4.482-4.549 μm) |
| | | 13H (662-672 nm) | 27 (6.535-6.895 μm) |
| | | 14L (673-683 nm) | 28 (7.175-7.475 μm) |
| | | 14H (673-683 nm) | 29 (8.400-8.700 μm) |
| | | 15 (743-753 nm) | 30 (9.580-9.880 μm) |
| | | 16 (862-877 nm) | 31 (10.780-11.280 μm) |
| | | 17 (890-920 nm) | 32 (11.770-12.270 μm) |
| | | 18 (931-941 nm) | 33 (13.185-13.485 μm) |
| | | 19 (915-965 nm) | 34 (13.485-13.785 μm) |
| | | 26 (1.360-1.390 μm) | 35 (13.785-14.085 μm) |
| | | | 36 (14.085-14.385 μm) |

Tabela 3.1: Bandas espectrais do sensor MODIS.

Estas medidas contribuem para melhorar a compreensão da dinâmica global e os processos que ocorrem no sistema Terra-Atmosfera-Oceano. O formato de distribuição aos utilizadores das medidas do MODIS é o HDF (Hierarchical Data Format). Cada arquivo HDF contém, além das medidas de radiação reflectida/emitada para cada banda espectral indicada na tabela 3.1, dados de calibração, navegação, informações a respeito da missão, indicadores de qualidade, tipo e lugar do processamento, estação receptora, tempo de início e fim da aquisição da imagem, entre outros.

A calibração inicial do MODIS, que relaciona a medida efectuada pelo instrumento (contagens digitais) com a radiância (quantidade física), foi feita antes deste ser lançado, em laboratório e essa calibração é utilizada em conjunto com os sistemas de calibração que se encontram no interior do instrumento. O MODIS contém quatro sistemas de calibração: um dispersor solar, um monitor de estabilidade do dispersor solar, um corpo negro e um sistema de calibração espectralradiométrica. Para a banda do visível e do infravermelho próximo são utilizados o dispersor solar e o sistema de calibração espectralradiométrica. Conhecendo as propriedades de reflectância da superfície do dispersor solar, e a geometria solar quando a radiação atinge o dispersor, é possível prever-se a radiância no dispersor fornecendo assim uma fonte para a calibração radiométrica absoluta das bandas espectrais no visível (VIS) e infravermelho (IV) próximo. Considerando que a radiação proveniente do Sol é sempre a mesma, qualquer alteração nas medidas fornecidas pelo MODIS só pode ser atribuída à degradação do instrumento ou do dispersor solar. Para monitorizar a possível degradação do dispersor solar existe o monitor de estabilidade do dispersor solar. Quando as propriedades de reflectância do dispersor solar se alteram o monitor detecta essas mudanças e as medidas do MODIS são ajustados de acordo com essas mudanças. Para monitorizar estas mudanças, o monitor vai “olhando” para o Sol e para a superfície do dispersor iluminada pelo Sol, alternadamente.

O sistema de calibração espectralradiométrica é um sistema bastante complexo que contém fontes internas, mecanismos ópticos e electrónicos que lhe permite verificar as propriedades espectrais, radiométricas e geométricas do sistema MODIS.

O sensor MODIS tem ainda mais duas técnicas de calibração adicionais: observação da Lua e observação do espaço. A vantagem de olhar para a Lua é que essa observação permite ao sensor “ver” um objecto que é tão luminoso quanto a Terra. Tal como o dispersor solar, a Lua é iluminada pelo Sol, mas enquanto que as propriedades da Terra e do dispersor mudam com o passar do tempo, não se espera que as propriedades da Lua mudem durante o tempo de vida da missão do MODIS. A observação do espaço é o segundo método que permite a monitorização da

degradação do dispersor solar, mas “ver” o espaço também permite um ponto de referência adicional de calibração, uma vez que o sinal de entrada de fótons é igual a zero.

A radiância é então obtida através da seguinte relação:

$$I = \alpha_{calib}^{rad} \times (C - C_0) \quad (3.3)$$

onde I é a radiância, expressa em $Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$, α_{calib}^{rad} é o coeficiente de calibração expresso em $Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}/contagem$, C é a medida de contagem digital e C_0 o *offset* (intersecção com zero). Da mesma forma a reflectância é obtida através da equação seguinte:

$$\rho = \alpha_{calib}^{ref} \times (C - C_0) \quad (3.4)$$

onde α_{calib}^{ref} é o coeficiente de calibração expresso em $contagem^{-1}$.

Os coeficientes de calibração para as bandas espectrais da radiação reflectida (VIS e IV próximo) são determinados através da utilização periódica do dispersor solar, do sistema de calibração espectralradiométrica e das observações do espaço.

Quanto às bandas de radiação emitida (tabela 3.1), a calibração do MODIS é baseada em medidas do corpo negro (portanto não reflecte radiação) que se encontra no interior do instrumento e que é mantido a uma determinada temperatura. No entanto tais bandas espectrais não são utilizadas no presente trabalho e por isso uma explicação detalhada não é aqui apresentada mas pode ser encontrada na página web <http://www.mcst.ssai.biz/mcstweb/calib/calibration.html>.

A radiância medida por um instrumento numa banda espectral entre os comprimentos de onda λ_{min} e λ_{max} , é dada por:

$$I = \frac{\int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} f_{\lambda} I_{\lambda} d\lambda}{\int_{\lambda_{\min}}^{\lambda_{\max}} f_{\lambda} d\lambda} \quad (3.5)$$

onde f_{λ} é a função de resposta espectral do sensor, determinada pelas características ópticas e mecânicas do instrumento.

As funções de resposta espectral do sensor MODIS utilizadas neste trabalho estão representadas nos gráficos das figuras 3.6, 3.7 e 3.8.

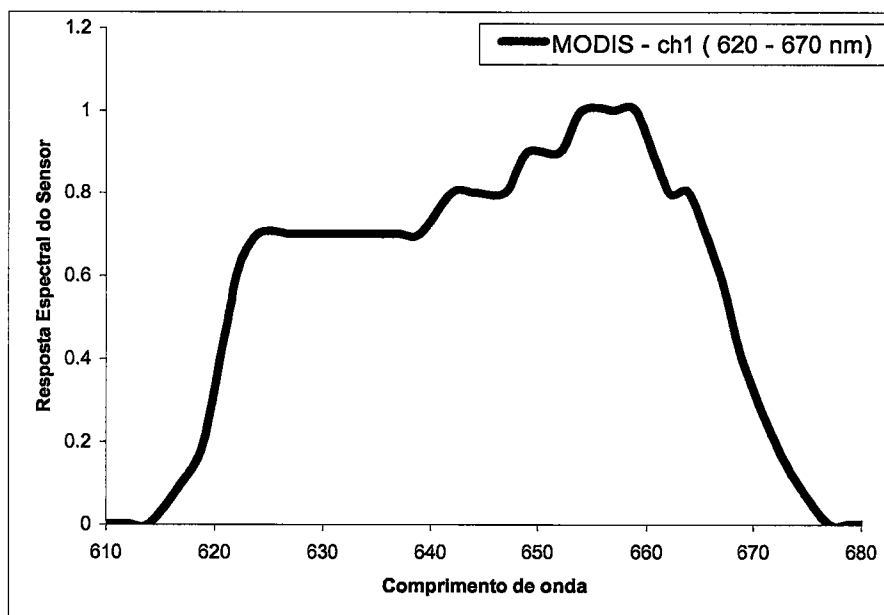


Figura 3. 6: Função de resposta espectral do sensor MODIS para o canal 1 (620 - 670nm) do MODIS.

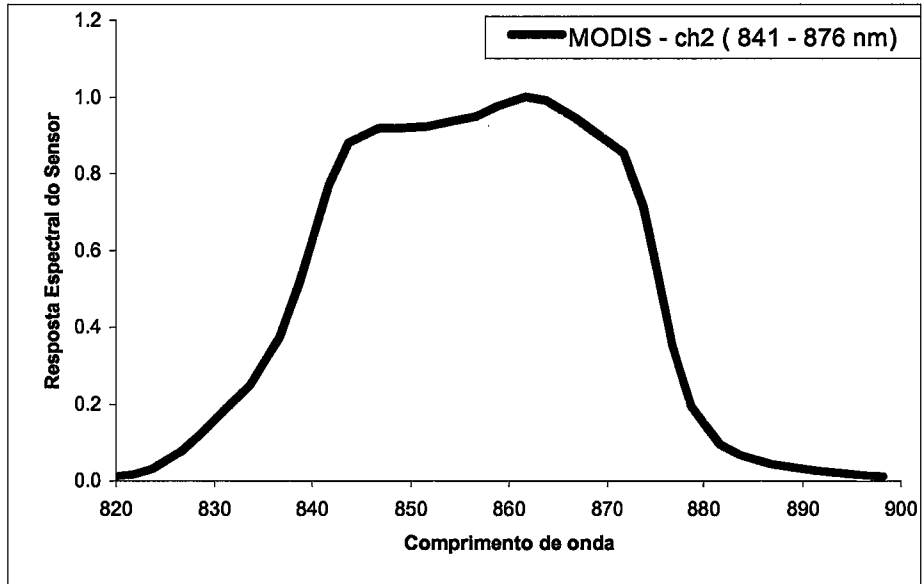


Figura 3. 7: Função de resposta espectral do sensor MODIS para o canal 2 (841 – 876nm) do MODIS.

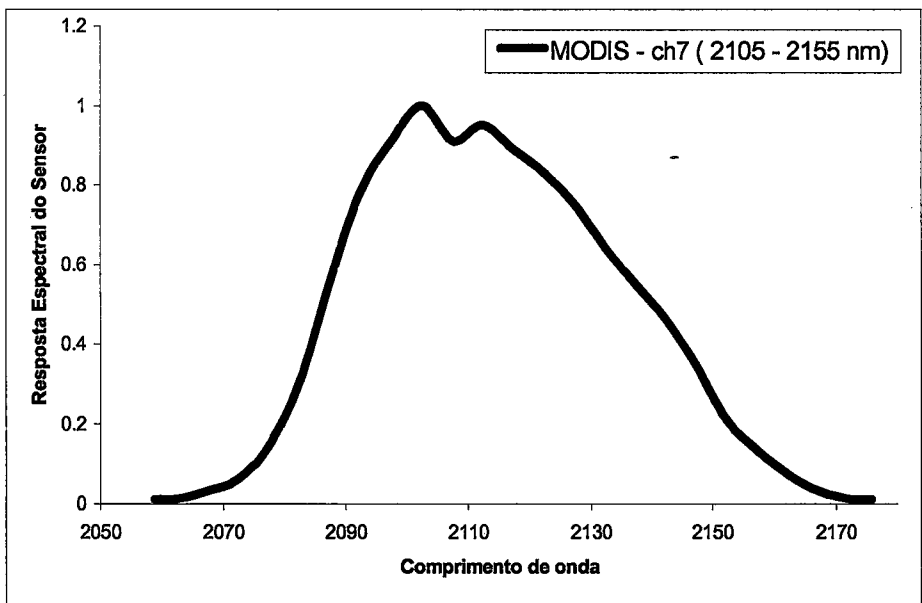


Figura 3. 8: Função de resposta espectral do sensor MODIS para o canal 7 (2105 – 2155nm) do MODIS.

4. Metodologia Desenvolvida para a Caracterização dos Aerossóis

4.1 Introdução

Como já foi dito anteriormente, no capítulo 1, o objectivo principal deste trabalho é caracterizar e identificar as plumas provenientes das Centrais Termoeléctricas, da empresa EDP – Electricidade de Portugal (Sines, Setúbal, Barreiro e Carregado), utilizando tecnologias de detecção remota em altitude, a partir de satélites, e à superfície.

Uma das grandezas físicas essenciais para este estudo é a espessura óptica dos aerossóis que está relacionada com a concentração deste tipo de partículas na atmosfera (equação 2.10), isto é, a um valor elevado de espessura óptica está associado uma elevada concentração de aerossóis que por sua vez está associada a uma maior quantidade de partículas presentes na atmosfera num dado instante. É então necessário comparar os valores das emissões das centrais com os valores de espessura óptica dos aerossóis que sejam obtidos sobre a fonte poluidora. Estes valores de espessura óptica são obtidos, por sua vez, através de uma técnica baseada em medidas multiespectrais de satélite combinadas com a modelação de transferência radiativa na atmosfera.

O presente capítulo documenta a metodologia desenvolvida para se obter a espessura óptica dos aerossóis. Os cálculos de transferência radiativa são feitos utilizando o código RSTAR (Nakajima e Tanaka 1986,1988), descrito no capítulo 4, que foi previamente testado através da comparação de medidas experimentais feitas com um Radiómetro Shadowband instalado no observatório do CGE em Évora, com os resultados obtidos com o código de transferência radiativa, para diferentes comprimentos de onda e diversos tipos de aerossol. Os resultados desta comparação são apresentados no capítulo 5 (secção 5.1).

4.2 Considerações e Cálculos Iniciais de Preparação para o Trabalho

Antes de se descrever o método utilizado para a obtenção da espessura óptica dos aerossóis, apresenta-se a seguir algumas considerações feitas para a selecção das imagens de satélite a utilizar neste trabalho e alguns cálculos intermédios necessários para que se pudesse calcular a espessura óptica dos aerossóis correspondente às emissões de partículas das centrais em estudo.

4.2.1 Comparação entre o código RSTAR e medidas de um radiómetro instalado à superfície

Simulações obtidas com o código RSTAR foram comparadas com medidas experimentais feitas por um Radiómetro, MFRSR-7 (Multi Filter Rotating Shadowband Radiometer), instalado no observatório de física da atmosfera do Centro de Geofísica de Évora (CGE), a fim de se verificar se as simulações, do código de transferência radiativa escolhido reproduziam as condições atmosféricas adequadamente. O MFRSR-7 mede a irradiância (fluxo) solar global e dispersa espectrais incidentes na superfície horizontal. Um software incorporado no instrumento permite calcular a irradiância solar espectral directa na superfície horizontal e no plano perpendicular ao sol.

O MFRSR-7 possui ainda fotodiodos com filtros de interferência que permitem medir o fluxo em seis canais espectrais diferentes (415, 500, 615, 673, 870 e 940 nm), em que cada canal espectral tem cerca de 10 nm de largura. Os canais 415 e 870 nm são especialmente sensíveis a aerossóis, uma vez que nestes comprimentos de onda a absorção por parte de gases não é significativa. Os canais a 500, 615 e 673 nm são sensíveis aos aerossóis mas também ao ozono e o canal 940 é particularmente sensível ao vapor de água e por isso não foi utilizado nas comparações efectuadas (capítulo 5, secção 5.1). O gráfico da figura 4.1 apresenta a espessura óptica de diversos gases atmosféricos na região espectral entre 400 e 900 nm, calculada com

o código de transferência radiativa MODTRAN (Berk *et al.* 1989). Encontram-se ainda representadas pelas linhas cinzentas verticais as bandas espectrais do MFRSR-7.

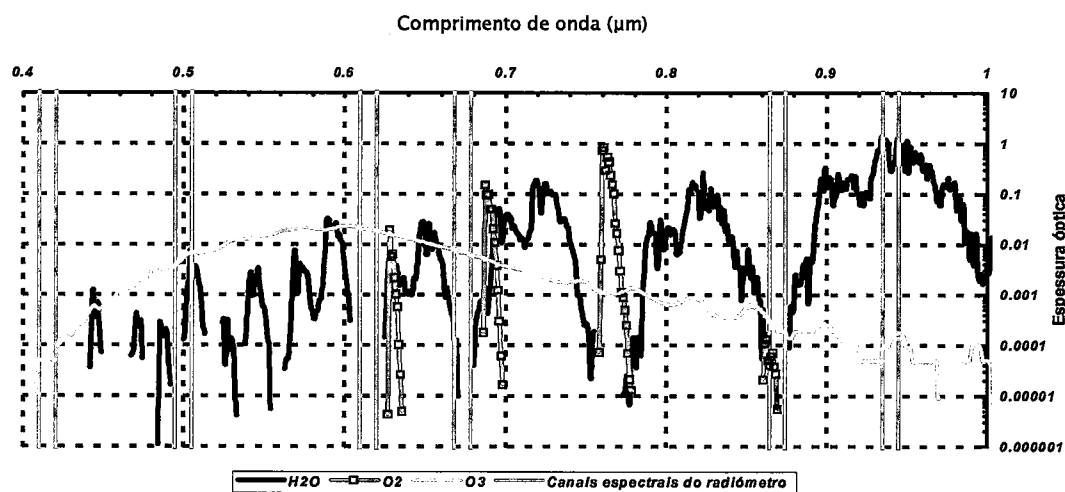


Figura 4. 1: Espessura óptica de diversos gases atmosféricos.

Para a comparação apresentada no presente estudo utilizaram-se dados de fluxos espectrais para cinco comprimentos de onda (415, 500, 615, 673 e 870 nm). Foram consideradas diversas situações atmosféricas correspondentes a diferentes tipos de aerossóis, durante o ano de 2003: Sais Marinheiros, Poeiras do Deserto, Poluição Industrial e Partículas Provenientes de Incêndios. Esta comparação pode ser observada nos gráficos das figuras 5.1 a 5.4 do capítulo 5.

4.2.2 Interpolação das Coordenadas Geográficas e da Geometria do Sol e do Satélite

Utilizaram-se medidas de radiância e reflectância do espectrómetro MODIS de dois canais espectrais (620 – 670nm e 841 – 876nm) dos 36 canais disponíveis (capítulo 3, secção 3.2), coordenadas geográficas (latitude, longitude), geometria do Sol e do satélite (ângulos zenitais e azimutais). A resolução espacial nos canais espectrais escolhidos é de 250m para a radiância. No entanto os valores da geometria (Sol e satélite), da latitude e da longitude são fornecidos apenas com a resolução espacial de 1km, sendo necessário interpolar estes valores para obter grelhas com as resoluções de 500 e 250m. Estes novos valores da geometria e das coordenadas geográficas a 500 e a 250m foram obtidos por interpolação linear.

4.2.3 Critérios utilizados para a selecção das imagens de satélite

Inicialmente fez-se a selecção e recolha das imagens de satélite. Escolheu-se o ano de 2003 para o presente estudo, já que o satélite utilizado foi lançado recentemente (secção 3.1 do capítulo 3), e apresenta portanto características que se adaptam ao estudo em curso. Foram seleccionados vários dias ao longo do ano, a fim de se analisarem diversas situações (diferentes casos de estudo em que se considera diferentes tipos de aerossol, diferentes direcções de vento e diferentes alturas do ano) para cada uma das centrais termoeléctricas em estudo. A fim de se minimizar a incerteza associada à obtenção da informação sobre os aerossóis a partir das imagens de satélite seleccionaram-se, através de inspecção visual, imagens com céu aparentemente limpo, sem “contaminação de nuvens” (ver exemplo na figura 4.2 e ver página da web <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/IMAGES/index.html>)).

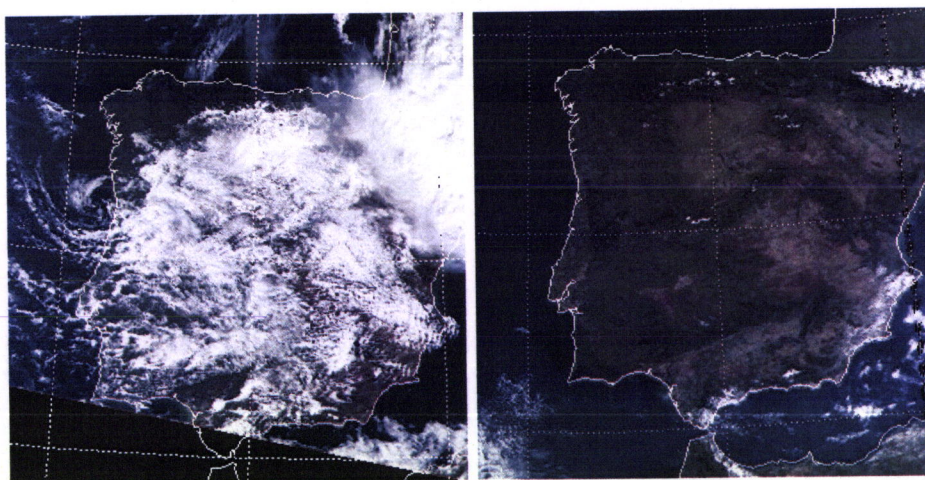


Figura 4. 2: Exemplo de uma imagem contaminada por nuvens (dia 20 de Fevereiro de 2003, 11:00 UTC) e uma imagem sem nuvens (dia 5 de Abril de 2003, 11:35 UTC) sobre Portugal Continental (Composição RGB dos canais 1, 3 e 4 do MODIS).

Na selecção dos dias também se consideraram as condições de vento mais favoráveis para cada uma das áreas de estudo a fim de se evitarem, nos pixeis seleccionados, as emissões de partículas provenientes de outras empresas localizadas na vizinhança das centrais em estudo, minimizando assim ou anulando totalmente a influência destas empresas. Esta escolha encontra-se ilustrada na figura 4.3.

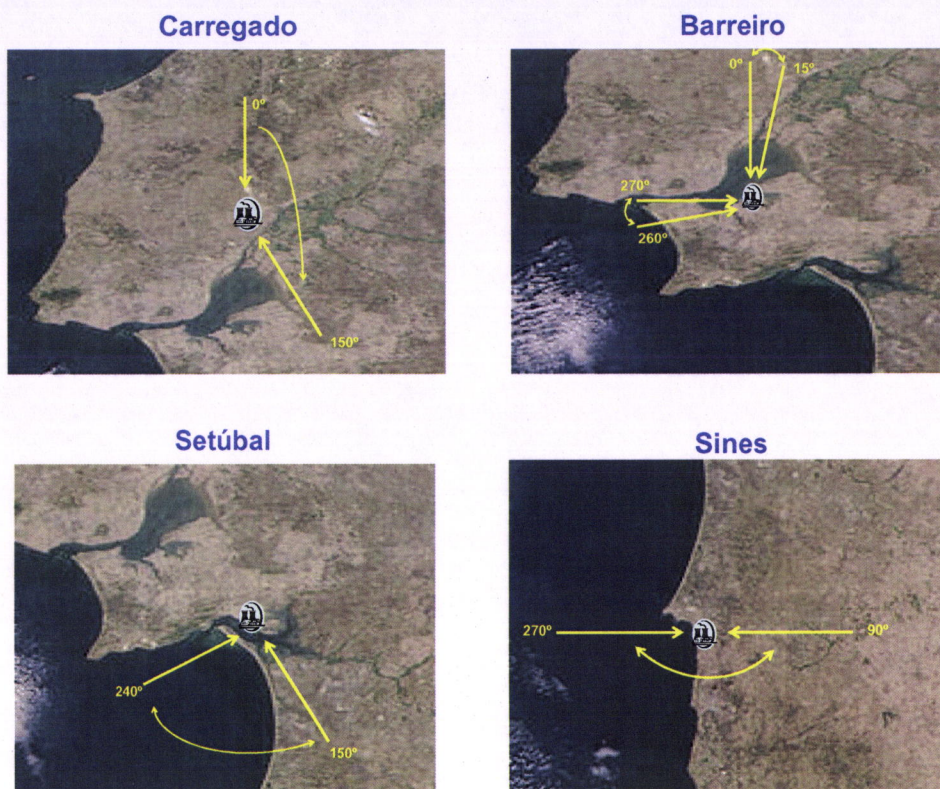


Figura 4. 3: Direcções de ventos escolhidas para as zonas das centrais em estudo: Carregado, Barreiro, Setúbal e Sines.

Para a central do Carregado a zona de ventos escolhida encontra-se compreendida entre 0° e 160° . Para a central do Barreiro, como a zona onde esta se encontra é bastante complexa, uma vez que existem empresas que podem influenciar as determinações em quase toda a área que circunda a central, escolheram-se direcções entre 0° e 5° e entre 260° e 270° . Na zona da central de Setúbal as direcções de vento que mais favorecem o estudo encontram-se entre 150° e 240° . A central de Sines aparenta ser a melhor zona de estudo, uma vez que as empresas que podem influenciar situam-se a Norte da central, por essa razão podem considerar-se direcções de ventos entre 90° e 270° .

4.2.4 Estudo dos perfis de vento

Visto que três das Centrais se situam perto da costa (Sines, Setúbal e Barreiro) onde os gradientes horizontais de temperatura e também de vento são relativamente elevados, gera-se uma brisa que pode interferir na medição da direcção do vento a

baixas altitudes, inviabilizando portanto o uso das observações à superfície da velocidade e da direcção do vento (valores fornecidos pela EDP) para extrapolar os valores ao nível das emissões (topo das chaminés).

A título de exemplo, e apesar de não ser um dos dias seleccionados para o estudo, pode observar-se, através do gráfico da figura 4.4, a diferença na direcção do vento à medida que a altitude aumenta. Nela estão representados os perfis da componente zonal do vento (u), nos primeiros 1000m, no ponto correspondente à localização da central de Setúbal (a preto) e nos pontos adjacentes a esta, distanciados de 5 km, (para oeste, a verde e para leste, a vermelho).

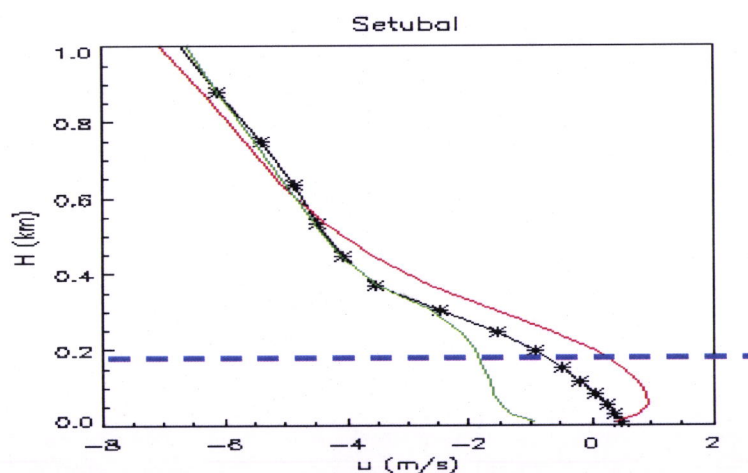


Figura 4. 4: Perfil da componente zonal do vento (u) para Setúbal no dia 19 de Junho às 12:00 UTC.

Por convenção, valores positivos de u indicam que o vento sopra de Oeste para Este. Quando se observa a figura 4.4 conclui-se que a velocidade zonal varia, com a altitude. À superfície o vento sopra de Oeste enquanto que à altura da chaminé (cerca de 200m), assinalada pela linha azul (a tracejado), sopra de Este. Também se observa que a variação horizontal da velocidade do vento à superfície (gradiente) é razoável: $-1,0$ m/s (verde, à superfície) a $+0,25$ m/s (vermelho, à superfície) indo decrescendo em altitude.

Para se conhecerem as direcções do vento, em cada uma das centrais em estudo, foi também feito um estudo do perfil da componente zonal do vento (u) em altitude utilizando simulações feitas com um modelo atmosférico de mesoscala - MesoNH

(Salgado, comunicação pessoal; página web <http://www.aero.obs-mip.fr/mesonh/index2.html>).

O modelo atmosférico de mesoscala foi simulado sobre os pontos do domínio que incluem as localizações das Centrais Termoeléctricas e o cálculo dos perfis de vento foi feito às 12:00 UTC dos dias seleccionados sobre as centrais termoeléctricas de Sines, Setúbal, Barreiro e Carregado. O modelo é baseado no sistema de equações de Lipps e Hemler e está apto a simular a evolução da atmosfera em escalas que vão desde as centenas de metros às centenas de quilómetros. Detalhes sobre a dinâmica podem ser encontrados em Lafore *et al.* (1998).

O domínio considerado cobre uma área de 200 km × 200 km (40 × 40 pontos) com uma resolução de 5 km. As condições iniciais e de fronteira foram obtidas a partir da análise do ARPEGE (o modelo francês de previsão do tempo) correspondentes às 06:00 e às 12:00 UTC dos dias em estudo. De entre as possíveis parametrizações físicas que o modelo MesoNh contém foram utilizadas: o modelo de turbulência de Bougeault-Lacarrère; um modelo de “nuvens quentes” tipo Kessler; o modelo radiativo do ECMWF, o modelo ISBA/TEB de transferência superfície-vegetação-atmosfera. Os parâmetros necessários para correr os modelos de superfície (TEB e ISBA) são obtidos a partir da base de dados ecoclimap, uma base de dados global com 1 km de resolução (Masson, 2003). Para que o modelo resolva adequadamente os processos de camada limite a grelha vertical incluiu 40 níveis desde a superfície até cerca de 20 km, com 20 níveis nos primeiros 2 km. O primeiro nível está a aproximadamente 10m da superfície. As simulações foram efectuadas por períodos de 6 horas, entre as 06:00 UTC e as 12:00 UTC para cada um dos dias seleccionados. O passo de tempo da integração foi de 30s.

4.2.4 Cálculo das retrotrajectórias dos aerossóis

Para se obter informação sobre a origem e o percurso das massas de ar que transportam os aerossóis, antes de chegarem à zona das centrais termoeléctricas em

estudo, foram calculadas as retrotrajectórias, de 12, 24 e 72 horas, das massas de ar com origem em cada uma destas centrais. Com estes cálculos é possível saber de onde vieram e por onde passaram os aerossóis que estão presentes na atmosfera, fornecendo assim o tipo de aerossol mais provável para cada caso de estudo.

Para este cálculo utilizou-se o modelo HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangean Integrated Trajectory) criado e desenvolvido pela NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration). Este modelo é um modelo Lagrangeano de larga escala que simula as trajectórias dos aerossóis em diferentes altitudes, durante um determinado tempo numa determinada localização geográfica (latitude e longitude do local analisado) [Draxler *et al.* 1997].

Têm de ser fornecidos ao modelo dados meteorológicos correspondentes ao período em que se pretende fazer o estudo. Estes dados, que estão disponíveis na Internet, são fornecidos pelo NCEP. (National Centers for Environmental Prediction) em formato binário e contém vinte e uma variáveis meteorológicas. Como requisitos mínimos o HYSPLIT necessita dos seguintes campos: temperatura (T), pressão à superfície (P_0), altitude geopotencial (Z) e as componentes do vento horizontal (u e v).

Uma descrição mais detalhada deste modelo pode ser encontrada no site: <http://www.arl.noaa.gov/ss/models/HYSPLIT.html>.

Tendo por base a origem e o percurso preferencial das massas de ar que chegam à região de Portugal Continental, existem cinco sectores de proveniência para as retrotrajectórias [Belo, 2004]. Os cinco sectores podem ser denominados da seguinte forma: Ártico, Norte Atlântico, Tropical Atlântico, África e Europa [Belo, 2004]. A delimitação das áreas pode ser observada na figura 4.5.

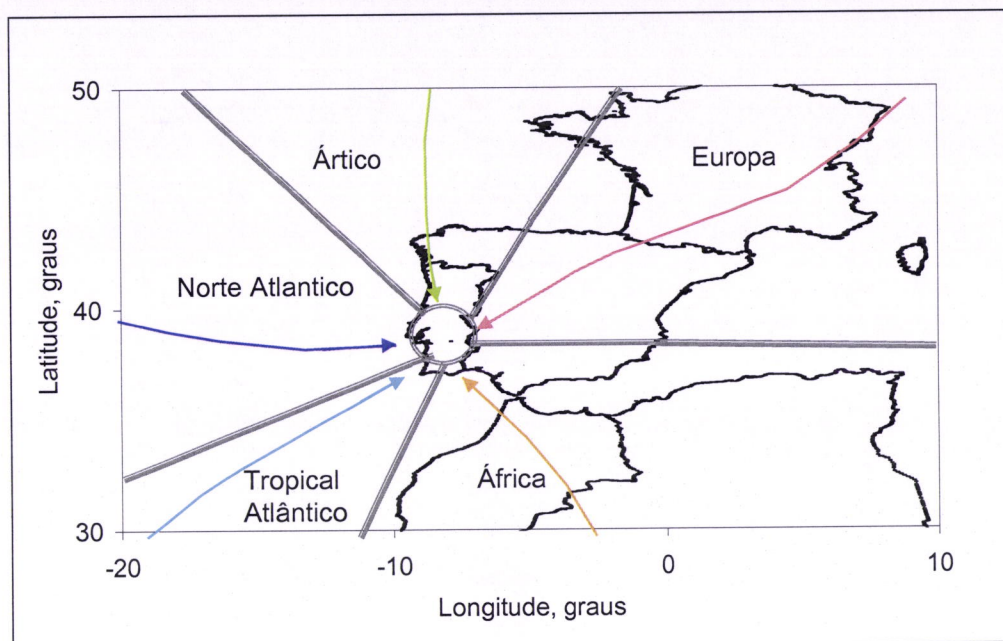


Figura 4. 5: Sectores de proveniência das origens das massas de ar (Belo, 2004).

Para o presente trabalho calcularam-se as retrotrajectórias para 12, 24 e 72 horas antes de atingirem as zonas das centrais, e a diferentes altitudes (a uma altura abaixo e outra acima do nível da chaminé de cada em das centrais).

Um exemplo do “caminho percorrido” pelas partículas na atmosfera até atingirem a zona da central de Sines pode ser observado nas figuras 5.5 e 5.6 do capítulo 5 e o tipo de aerossol considerado para cada dia em estudo pode ser observado na tabela 5.5 do capítulo 5.

4.2.5 Dias seleccionados para o estudo depois de utilizados os critérios de selecção das imagens de satélite

Com base nos critérios de selecção referidos anteriormente, nas secções 4.2.3 e 4.2.4, foi possível seleccionar os dias a estudar para a realização do presente trabalho. A tabela seguinte apresenta os dias seleccionados, bem como o satélite utilizado e a sua hora de passagem sobre a zona em estudo.

| Dia | Hora (UTC) | Satélite |
|----------|------------|----------|
| 14/01/03 | 10:55 | TERRA |
| 05/04/03 | 11:35 | |
| 07/04/03 | 11:25 | |
| 11/05/03 | 11:10 | |
| 12/05/03 | 11:55 | |
| 20/06/03 | 12:00 | |
| 21/06/03 | 11:05 | |
| 04/08/03 | 11:30 | |
| 07/08/03 | 12:00 | |
| 11/08/03 | 11:35 | |
| 04/10/03 | 11:00 | |
| 05/10/03 | 11:40 | |
| 19/11/03 | 11:10 | |

Tabela 4. 1: Data e hora das imagens de MODIS a bordo do satélite Terra, seleccionados para o estudo.

4.3 Metodologia

Nesta secção descreve-se a metodologia desenvolvida e utilizada para se obter a espessura óptica dos aerossóis sobre a zona onde se encontra localizada cada uma das centrais termoeléctricas em estudo. O esquema da figura 4.6 ilustra o método para a obtenção dos valores da espessura óptica que por sua vez irão ser comparados com os valores das emissões de partículas das centrais termoeléctricas.

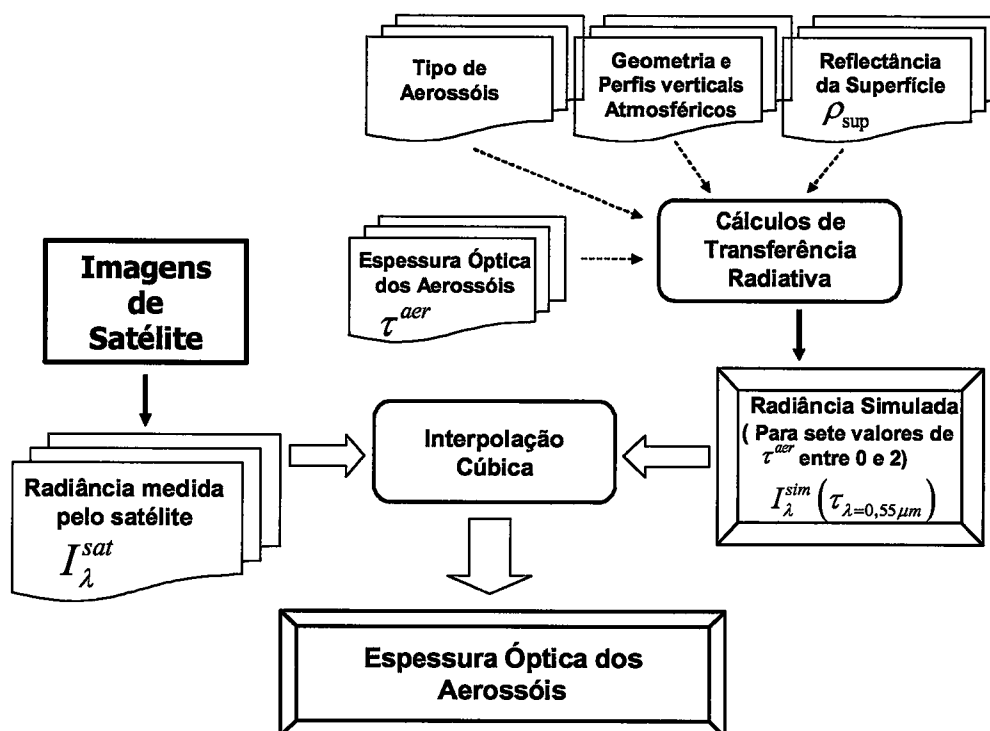


Figura 4. 6: Esquema da metodologia desenvolvida para a determinação da espessura óptica dos aerossóis.

As imagens de satélite fornecem a radiância ascendente no topo da atmosfera, assim como as coordenadas geográficas (latitude e longitude) e a geometria (do sol e do satélite) necessárias para os cálculos de transferência radiativa.

Por outro lado, a radiância no topo da atmosfera simulada foi obtida através de cálculos de transferência radiativa. Para estes cálculos foi utilizado o código RSTAR. Com este código geraram-se tabelas pré-calculadas computacionalmente, que contêm “armazenados” os cálculos de transferência radiativa (cálculo da radiância no topo da atmosfera considerando a dispersão de Rayleigh, a dispersão simples e múltipla dos aerossóis e a contribuição da superfície), conseguindo assim poupar bastante tempo de cálculo, mantendo a mesma precisão. Estas tabelas são geralmente chamadas “Look-Up tables” (LUTs).

Para a construção destas tabelas foi necessário introduzir as funções de resposta espectral do MODIS para cada canal espectral indicado anteriormente e mostrado nos gráficos das figuras 3.6 a 3.8. Foi também necessário considerar diferentes tipos

de aerossóis, escolhidos de acordo com os estudos efectuados anteriormente (tabela 5.3). Foram ainda considerados diferentes valores de reflectância da superfície ($\rho_{\text{sup}}(\lambda)$), entre 0.05 e 0.5), de geometria do satélite e do sol (θ_0, θ, ϕ e ϕ_0) e de espessura óptica dos aerossóis ($\tau_{\lambda}^{\text{aerossóis}}$, entre 0.01 e 2). A tabela 4.2 mostra os valores considerados para cada um destes parâmetros:

| Tipo de Aerossóis | Sais Marinhos, Poeiras do Deserto, Poluição Industrial, Rural e Incêndios |
|---|---|
| Ângulo Zenital Solar - θ_0 (°) | 0, 15, 30, 45, 60, 75 |
| Ângulo Zenital do Satélite - θ (°) | 0, 15, 30, 45, 60, 75 |
| Ângulo Azimutal Relativo - $\phi - \phi_0$ (°) | 0, 30, 60, 90, 120, 150, 180 |
| Reflectância da Superfície - $\rho_{\text{sup}}(\lambda)$ (canal 1 do MODIS) | 0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4 e 0.5 |
| Espessura Óptica dos Aerossóis - $\tau_{\lambda}^{\text{aerossóis}}$ | 0.01, 0.1, 0.2, 0.5, 1.0, 1.5 e 2.0 |

Tabela 4. 2: Valores dos parâmetros utilizados para a construção das LUTs.

Os valores dos vários parâmetros apresentados na tabela 4.2 são considerados representativos da gama de valores fisicamente aceitáveis. Por outro lado o intervalo escolhido para cada parâmetro é considerado suficiente para que se possam obter valores intermédios por interpolação.

Quando se pretende comparar a radiância simulada no topo da atmosfera, sobre a superfície da Terra, com a radiância medida pelo satélite para se poder extrair informação sobre a quantidade de aerossóis presentes na coluna atmosférica (espessura óptica), terá que ter-se presente que a contribuição da superfície é significativa. Neste caso é necessário caracterizar a superfície com a melhor precisão possível a fim de se poder conhecer a sua contribuição no valor da radiância total medida pelo satélite.

A reflectância da superfície é uma propriedade muito importante na detecção remota da superfície e das propriedades atmosféricas. Nos continentes, a maior componente

da luz solar reflectida, em condições de céu limpo, sem nuvens, é devida à reflexão por parte da superfície. Consequentemente, a determinação da composição atmosférica através da luz reflectida requer um conhecimento preciso da contribuição da reflexão por parte da superfície.

Diferentes superfícies têm diferentes reflectâncias. Os oceanos, lagos e florestas apresentam reflectâncias baixas, uma vez que este tipo de cobertura reflecte relativamente pequenas fracções da luz solar incidente. A neve, gelos oceânicos e desertos, de uma maneira geral, têm reflectâncias elevadas, uma vez que reflectem grandes fracções da luz solar incidente. No presente trabalho consideraram-se superfícies cobertas por determinados tipos de vegetação (pinheiros e oliveiras), associados a solos essencialmente arenosos ou sem vegetação. Também serão consideradas superfícies correspondentes a zonas urbanas. As áreas urbanas são caracterizadas por materiais diversos tais como: cimento, asfalto, vidro, ferro e alguma vegetação; podendo ainda existir a influência das sombras causadas por edificações mais altas. Neste trabalho evitaram-se superfícies que reflectem fortemente e das quais não se conhece a reflectância, assim como regiões espectrais onde a absorção gasosa seja significativa, uma vez que a absorção de radiação pelos gases atmosféricos pode interferir com os processos de difusão e absorção dos aerossóis.

No cálculo da reflectância utilizaram-se dois métodos. No primeiro método (Kaufman *et al.* 1997) utiliza-se a reflectância medida em dois canais espectrais do MODIS: o canal 1 (620–670 nm) e o canal 7 (2105–2155 nm). Este método de detecção aplica-se a superfícies com baixa reflectância o que, no presente trabalho, pode ser aplicado apenas em certas situações, uma vez que as zonas de estudo são zonas costeiras com vegetação e zonas urbanas.

Para calcular o valor da reflectância da superfície utiliza-se a seguinte relação:

$$\rho_{\text{sup}}(\lambda) = \rho(\lambda_{2.1})/2 \quad (4.2)$$

onde $\rho_{\text{sup}}(\lambda)$ é a reflectância da superfície e $\rho(\lambda_{2,1})$ é a reflectância medida no canal 7 (2105–2155 nm) do espectroradiômetro MODIS. No entanto a relação 4.2 é válida apenas quando $0.01 \leq \rho(\lambda_{2,1}) \leq 0.15$.

O segundo método utilizado baseia-se no descrito por Von Hoyningen-Huene *et al.* (2003) onde a reflectância da superfície é obtida utilizando um modelo de mistura que considera os espectros de solo com e sem vegetação, ponderados pelo índice de vegetação ($C_{\text{veg}} = NDVI$) normalizado. A reflectância da superfície é calculada através da equação seguinte:

$$\rho_{\text{sup}}(\lambda) = C_{\text{veg}} \cdot \rho_{\text{veg}}(\lambda) + (1 - C_{\text{veg}}) \cdot \rho_{\text{solo}}(\lambda) \quad (4.3)$$

onde $\rho_{\text{veg}}(\lambda)$ é a reflectância da superfície quando esta é coberta por vegetação e $\rho_{\text{solo}}(\lambda)$ é a reflectância da superfície quando esta não tem vegetação mas sim apenas solo (areias, argilas, etc). $C_{\text{veg}} = NDVI$ para $NDVI \geq 0$ fornece uma estimativa para a fracção coberta por vegetação.

$$NDVI = \frac{\rho(\lambda_8) - \rho(\lambda_6)}{\rho(\lambda_8) + \rho(\lambda_6)} \quad (4.4)$$

onde $\rho(\lambda_6)$ e $\rho(\lambda_8)$ são as reflectâncias medidas nos canais 1 (620–670 nm) e 2 (841–876 nm), respectivamente, do espectroradiômetro MODIS.

Os valores de $\rho_{\text{veg}}(\lambda)$ e $\rho_{\text{solo}}(\lambda)$ são obtidos através de uma base de dados (ver online <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral-lib.html>). O gráfico da figura 4.5, da página seguinte ilustra os valores que $\rho_{\text{veg}}(\lambda)$ e $\rho_{\text{solo}}(\lambda)$ podem tomar mediante o comprimento de onda considerado (valores obtidos através da base de dados <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral-lib.html>).

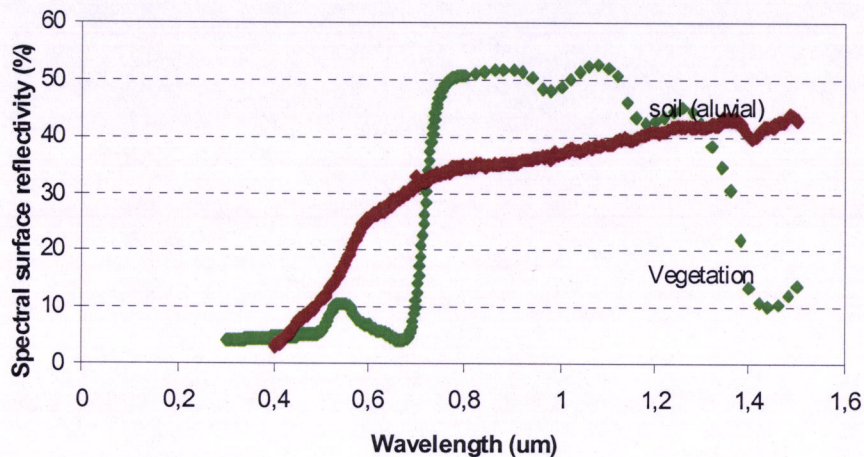


Figura 4. 7: Valores da reflectância da superfície em função do comprimento de onda.

A radiância medida pelo satélite incorpora para além da contribuição da superfície, a radiância oriunda da atmosfera que depende do tipo e da espessura óptica dos aerossóis presentes na atmosfera, da geometria do satélite e do sol (ângulos zenital e azimutal), e do perfil vertical atmosférico (latitudes medias no Verão ou no Inverno, dependendo do dia seleccionado). Neste sentido para simular a radiância no topo da atmosfera oriunda da atmosfera, com um programa de transferência radiativa, e se se pretende ajustá-la à radiância espectral medida pelo satélite (após removida a contribuição da superfície) poderá proceder-se a uma interpolação cúbica para se obter o valor de espessura óptica correspondente ao melhor ajuste entre as radiâncias espectral simulada e medida. Os valores da espessura óptica assim obtidos são então relacionados com os valores de emissões de partículas provenientes das chaminés das centrais termoeléctricas em estudo.

4.4 Obtenção da Espessura Óptica Efectiva Correspondente às Emissões das Centrais

Numa primeira abordagem, os valores de espessura óptica que se obtêm através da metodologia descrita anteriormente, são os valores totais, isto é, os valores de espessura óptica correspondentes à coluna atmosférica (emissões das centrais em estudo e outras partículas que não são produto das emissões das centrais mas que se encontram na coluna atmosférica considerada).

Para se obter a espessura óptica efectiva correspondente apenas às emissões reais das centrais da EDP, é necessário retirar a contribuição de todas as emissões externas às estações em estudo oriundas da zona circundante das centrais ou de zonas mais distantes. Para este estudo é considerada, mais uma vez a direcção dos ventos, e obtidos os valores de espessura óptica na região a montante das chaminés em relação à direcção do vento.

Como exemplo pode observar-se o esquema da figura 4.8 que ilustra a técnica utilizada para retirar a ‘poluição de fundo’ (ou ‘Background’) para a zona da central de Sines (assinalada com a estrela rosa). A seta a preto indica a direcção do vento (sudeste). Retiraram-se os valores de espessura óptica calculados a sudeste da central (dentro do círculo preto) aos valores de espessura óptica calculados a noroeste da central (dentro do círculo vermelho), obtendo-se assim o valor que está relacionado com a emissão de partículas da central em estudo.

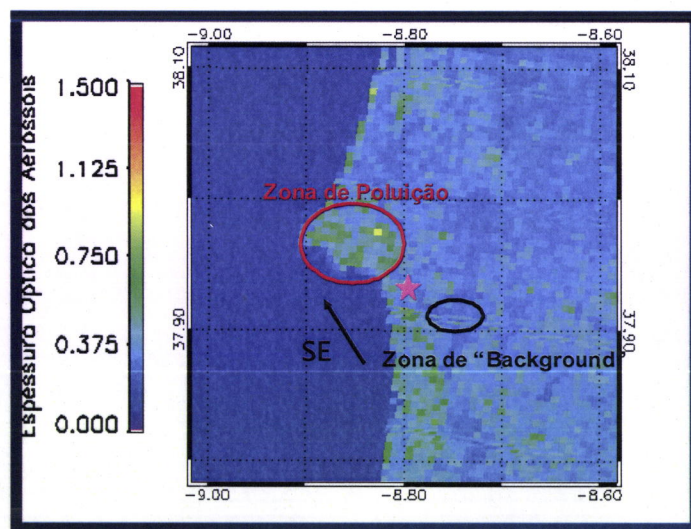


Figura 4. 8: Técnica utilizada para a remoção da poluição de fundo.

Os resultados desta análise são apresentados no final do capítulo 5.

5. Resultados Obtidos

Este capítulo apresenta os resultados obtidos a partir do método desenvolvido para a obtenção da espessura óptica dos aerossóis, descrito no capítulo 4. Na parte final deste capítulo são apresentadas as relações entre os valores médios de espessura óptica dos aerossóis obtidos, para cada uma das centrais (Sines, Setúbal, Barreiro e Carregado), e os respectivos valores de emissões de partículas, de cada central.

5.1 Comparação do Código RSTAR com as medidas do radiómetro

Para se fazer a comparação do código RSTAR com as medidas do radiómetro MFRSR-7 utilizaram-se medidas de fluxos espectrais e ângulos zenitais correspondentes a cinco comprimentos de onda (415, 500, 615, 673 e 870 nm).

Nos cálculos de transferência radiativa, com o modelo RSTAR, foi necessário especificar o tipo de superfície (oceânica ou terrestre), a geometria do sol e do satélite e o tipo de aerossol.

Para o ano de 2003, foram consideradas diversas situações atmosféricas correspondentes a diferentes tipos de aerossóis: Sais Marinhos (dia 29 de Abril, figura 5.1), Poeiras do Deserto (dia 4 de Agosto, figura 5.2), Poluição Industrial (dia 29 de Agosto, figura 5.4) e Partículas Provenientes de Incêndios (dia 13 de Agosto, figura 5.3). Considerou-se, para os dias 29 de Abril, 4, 13 e 29 de Agosto, às 9:30 UTC, o tipo de superfície terrestre, um valor de ângulo azimutal relativo de 0° , um valor de ângulo zenital de 120° e um valor de ângulo zenital solar de 35° . Estes valores foram considerados de acordo com a geometria do radiómetro MFRSR-7 e do sol à hora da comparação (9:30 UTC). Para os dias de Agosto o valor da reflectância da superfície considerado foi de 0.175 e para o dia 29 de Abril esse valor foi de 0.15 (Silva *et al.* 2003).

A comparação entre o fluxo medido experimentalmente e o fluxo simulado pode ser observada nos gráficos das figuras 5.1 a 5.4.

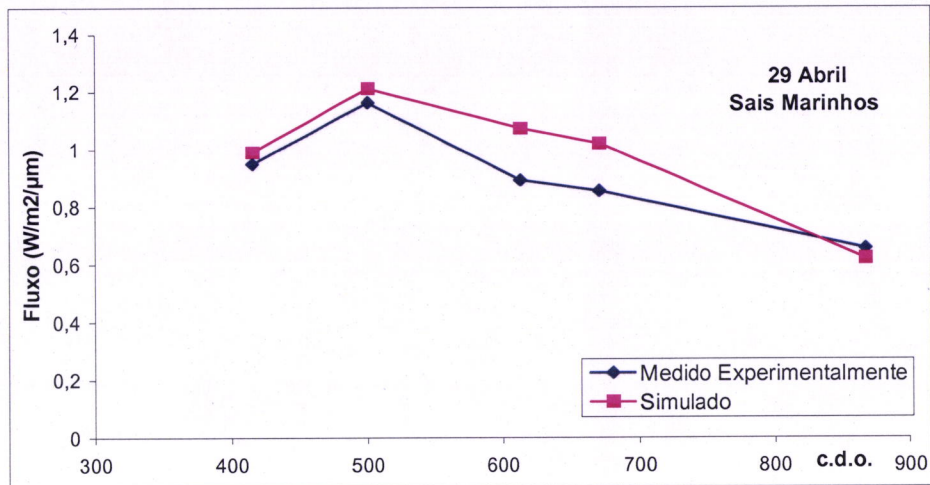


Figura 5. 1 Fluxos espectrais simulados e medidos para o dia 29 de Abril de 2003 às 9:30 UTC.

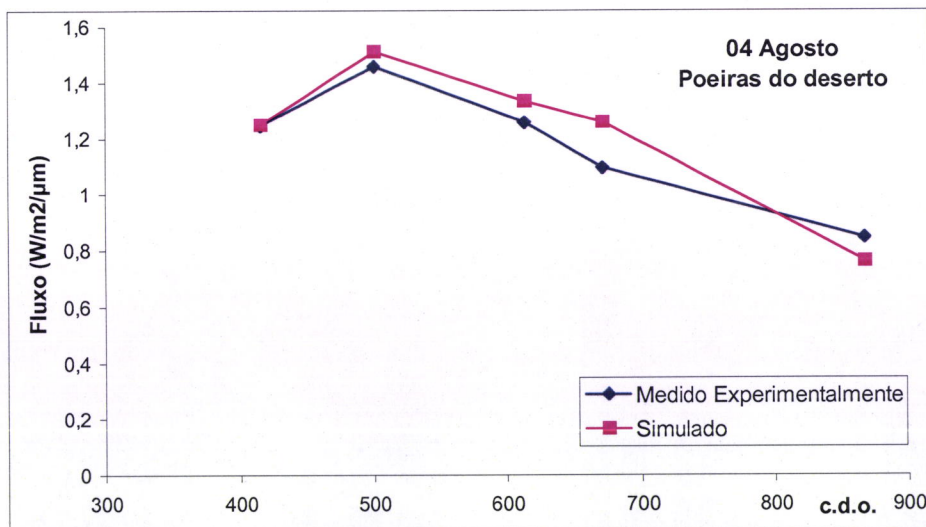


Figura 5. 2: Fluxos espectrais simulados e medidos para o dia 4 de Agosto de 2003 às 9:30 UTC.

Os erros relativos associados às comparações efectuadas oscilam desde 0,06% (415nm) até 22% (673nm). Segundo Formenti *et al.* (2000), para as irradiancias espectrais medidas nos comprimentos de onda 415, 500 e 870 nm existe um erro associado de 2% enquanto que nos comprimentos de onda 615 e 673 o erro associado pode ser superior a 4% devido às características dos filtros nestes comprimentos de onda.

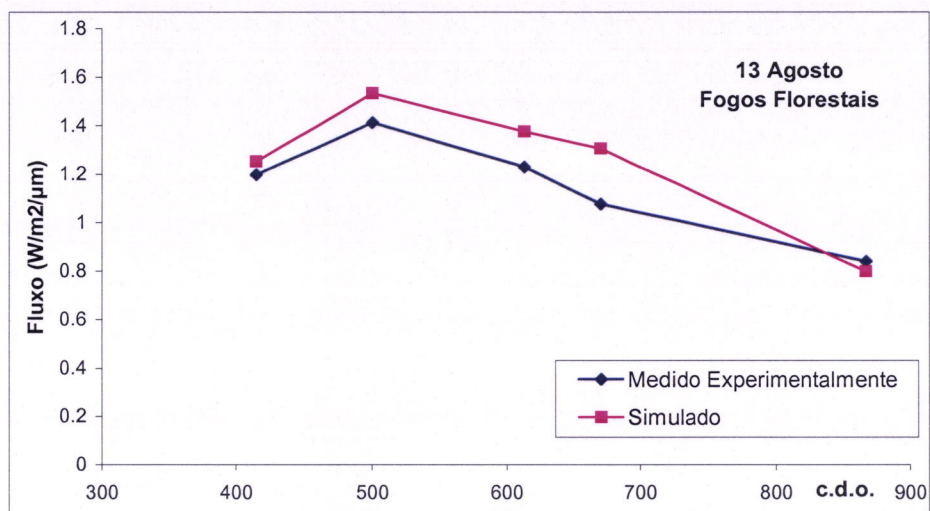


Figura 5. 3: Fluxos espectrais simulados e medidos para o dia 13 de Agosto de 2003 às 9:30 UTC.

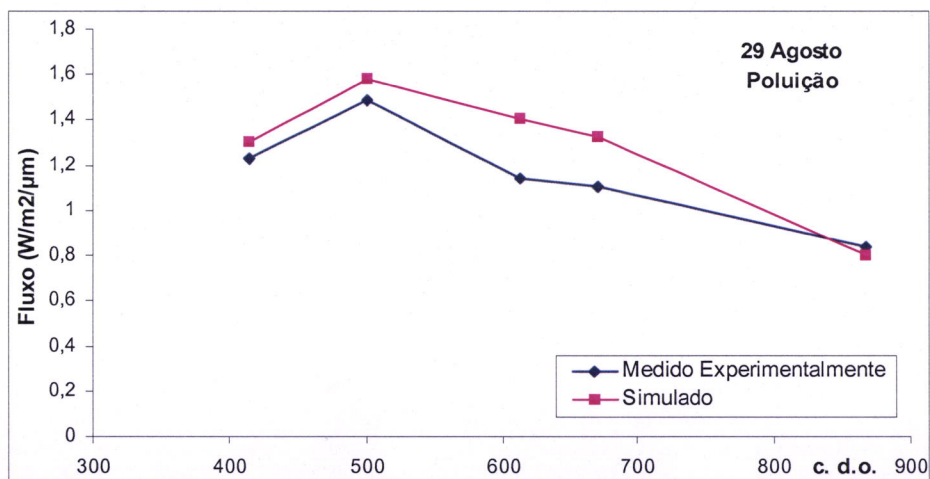


Figura 5. 4: Fluxos espectrais simulados e medidos para o dia 29 de Agosto de 2003 às 9:30 UTC.

De uma maneira geral, as maiores diferenças encontradas entre o fluxo medido pelo radiómetro shadowband e o fluxo simulado com o código RSTAR, correspondem aos canais espectrais a 500, 615 e 673nm. Como já foi referido no capítulo 4 (secção 4.2), os canais espectrais a 415 e 870nm são sensíveis apenas aos aerossóis, enquanto que os canais 500, 615 e 673nm são sensíveis não só aos aerossóis mas também ao ozono (ver figura 4.1), o que pode explicar as maiores diferenças uma vez que a absorção, por parte deste gás, pode não ser bem simulada com exactidão no código de transferência radiativa. Por observação dos gráficos anteriores, pode-

se considerar que código RSTAR mostra ser adequado e pode ser utilizado para o desenvolvimento deste trabalho.

5.2 Perfis e direcção do vento

As tabelas A1 a A2 (em anexo) apresentam os perfis de vento simulados, para as centrais em estudo, às 12:00 horas (UTC) de alguns dos dias seleccionados para o estudo. H (m) é a altitude a partir da superfície, u a componente zonal do vento (Oeste–Este) e v a componente meridional (Sul–Norte) do vento, ambas expressas em m/s.

Com base nas tabelas A1 e A2 pode calcular-se a intensidade do vento e a sua direcção (apresentadas nas tabelas 5.1 e 5.2).

| Sines | | | | | | | | |
|---------|----------|-------------------|----------|-------------------|----------|-------------------|----------|-------------------|
| | 14/01/03 | | 05/04/03 | | 20/06/03 | | 21/06/03 | |
| H (m) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) |
| 154 | NE | 2.5 | SE | 3.7 | SE | 6.9 | SW | 8.4 |
| 197 | NE | 2.7 | SE | 4.0 | SE | 7.25 | SW | 8.2 |
| 225 | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | |
| 247 | NE | 1.7 | SE | 4.3 | SE | 7.75 | SW | 7.85 |
| | 04/08/03 | | 07/08/03 | | 11/08/03 | | 19/11/03 | |
| H (m) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) |
| 154 | NW | 2.0 | SW | 3.0 | NW | 2.3 | SE | 3.9 |
| 197 | SW | 1.7 | SW | 3.4 | NW | 1.5 | SE | 4.6 |
| 225 | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | |
| 247 | SW | 2.2 | SW | 4.3 | SW | 0.6 | SE | 5.3 |
| Setúbal | | | | | | | | |
| | 14/01/03 | | 05/04/03 | | 20/06/03 | | 21/06/03 | |
| H (m) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) |
| 154 | NE | 2.97 | SE | 2.6 | SE | 4.46 | SW | 3.44 |
| 197 | SE | 3.91 | SE | 2.97 | SE | 4.92 | SW | 3.42 |
| 200 | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | |
| 247 | SE | 2.79 | SE | 3.45 | SE | 5.32 | SW | 3.47 |
| | 04/08/03 | | 07/08/03 | | 11/08/03 | | 19/11/03 | |
| H (m) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) |
| 154 | SW | 1.53 | SW | 4.17 | SW | 1.25 | NE | 2.62 |
| 197 | SW | 1.8 | SW | 4.97 | SW | 2.27 | NE | 3.4 |
| 200 | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | |
| 247 | SW | 2.45 | SW | 5.33 | SW | 2.62 | SE | 4.72 |

Tabela 5. 1: Direcção e Intensidade do vento para as centrais de Sines e Setúbal nos dias considerados.

| Barreiro | | | | | | | | |
|-----------|----------|-------------------|----------|-------------------|----------|-------------------|----------|-------------------|
| | 14/01/03 | | 05/04/03 | | 20/06/03 | | 21/06/03 | |
| H (m) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) |
| 84 | NE | 3.82 | NE | 2.06 | SE | 5.99 | SE | 4.2 |
| 105 | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | |
| 117 | NE | 3.96 | NE | 2.34 | SE | 6.49 | SE | 4.52 |
| 154 | NE | 3.82 | NE | 2.64 | SE | 6.94 | SE | 4.79 |
| | 04/08/03 | | 07/08/03 | | 11/08/03 | | 19/11/03 | |
| H (m) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) |
| 84 | NO | 2.44 | NO | 3.05 | NE | 1.51 | NE | 2.92 |
| 105 | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | |
| 117 | NO | 1.9 | NO | 6.8 | NE | 0.91 | NE | 3.26 |
| 154 | NO | 1.3 | NO | 1.91 | NO | 0.36 | NE | 3.71 |
| Carregado | | | | | | | | |
| | 14/01/03 | | 05/04/03 | | 20/06/03 | | 21/06/03 | |
| H (m) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) |
| 84 | NE | 2.14 | SE | 4.26 | SW | 3.14 | SW | 4.34 |
| 100 | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | |
| 117 | NE | 2.33 | SE | 4.55 | SW | 3.12 | SW | 4.51 |
| 154 | NE | 2.64 | SE | 4.85 | SW | 3.04 | SW | 4.57 |
| | 04/08/03 | | 07/08/03 | | 11/08/03 | | 19/11/03 | |
| H (m) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) | Direcção | Intensidade (m/s) |
| 84 | SW | 0.82 | SE | 1.8 | SE | 1.04 | NE | 3.91 |
| 100 | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | | Chaminé | |
| 117 | SW | 0.81 | SW | 2 | SE | 1.12 | NE | 4.31 |
| 154 | SW | 0.92 | SW | 2.2 | SE | 1.22 | NE | 4.71 |

Tabela 5. 2: Direcção e Intensidade do vento para as centrais do Barreiro e do Carregado nos dias considerados.

De um modo geral, comprando estes valores de direcção do vento com os valores de direcção do vento admissíveis para cada uma das centrais em estudo (figura 4.3), pode observar-se que a maior parte dos dias têm direcções de vento favoráveis, isto é, direcções de vento que evitam a influência de emissões de partículas provenientes de outras empresas localizadas na vizinhança das centrais em estudo.

5.3 Retrotrajectórias de 12 horas

Os gráficos das retrotrajectórias, obtidas através do modelo HYSPLIT (capítulo 4, secção 4.3.2), aqui apresentados fornecem indicação da origem dos aerossóis, até 12 horas, antes de atingir a zona em estudo. A título de exemplo, pode ver-se nas figuras 5.5 e 5.6, o “caminho percorrido” pelas partículas na atmosfera até atingirem Sines. Esta descrição é feita a um nível um pouco mais abaixo da chaminé – cerca de 200m (985hPa), e a um nível acima da chaminé, a cerca de 250m (980hPa).

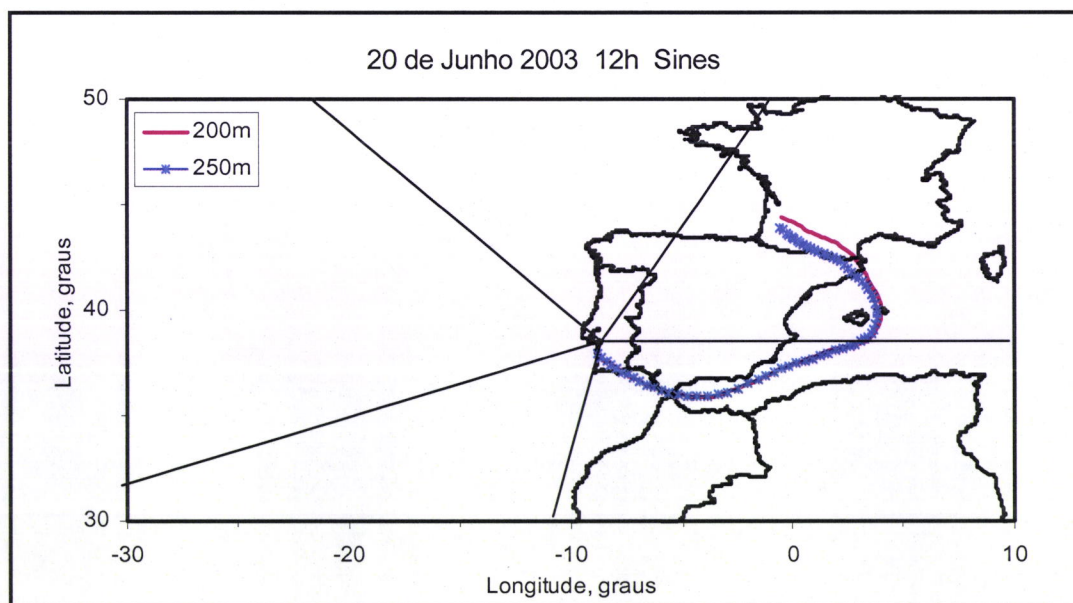


Figura 5. 5: Gráfico das retrotrajectórias de 12 horas, para o dia 20 de Junho, com origem em Sines, ao nível dos 200m (985hPa) e dos 250m (980hPa).

Em ambas as figuras (5.5 e 5.6), é possível observar-se que as partículas que chegam à central de Sines são provenientes da região de África e Europa (de acordo com a figura 4.5). Com base nestas observações pode supor-se que, para os

cálculos da espessura óptica, o tipo de aerossol característico de estes dois dias poderá ser poeiras do deserto.

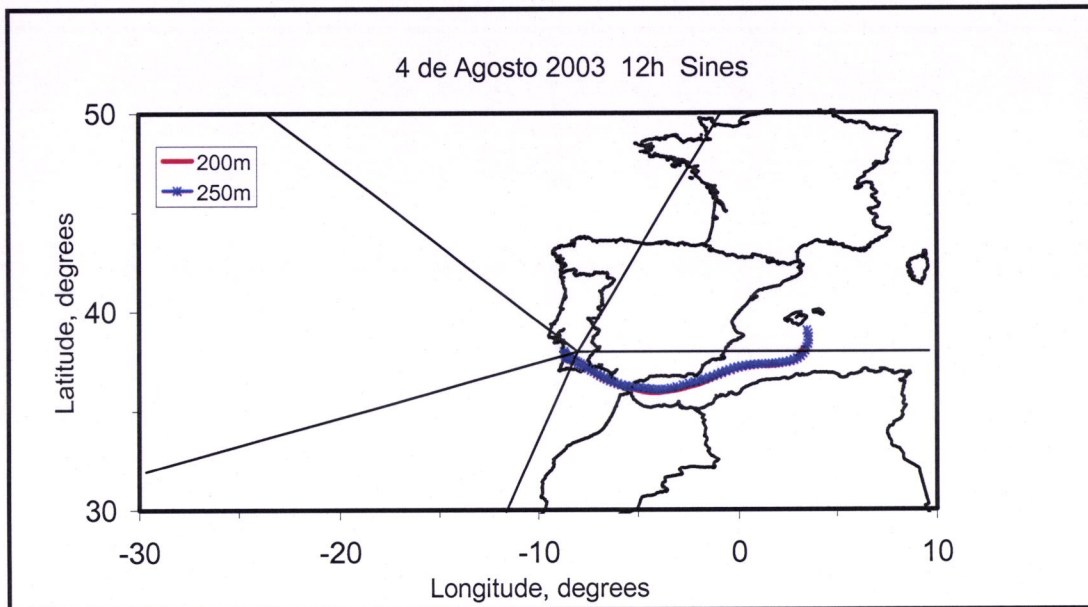


Figura 5. 6: Gráfico das rectrotrajectórias de 12 horas, para o dia 04 de Agosto, com origem em Sines, ao nível dos 200m (985hPa) e dos 250m (980hPa).

5.5 O Espectrómetro TOMS

Em alguns dos dias seleccionados foram utilizadas, como informação adicional para a escolha do tipo de aerossóis que se encontram na atmosfera, medidas do espectrómetro TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer). Este espectrómetro fornece medidas da radiação na região espectral do ultravioleta, que permitem o cálculo de um índice de absorção dos aerossóis. Este índice dá uma indicação da quantidade relativa de aerossóis absorventes que se encontram na atmosfera. Estes aerossóis podem ser do tipo poeiras do deserto, fumos provenientes de incêndios e ainda partículas oriundas de erupções vulcânicas (ver online <http://toms.gsfc.nasa.gov/aerosols>).

Com base nas figuras 5.7 e 5.8 pode observar-se a presença de aerossóis com propriedades absorventes (assinalados com as cores cinzenta, amarela e vermelha) sobre Portugal Continental em ambos os dias analisados.

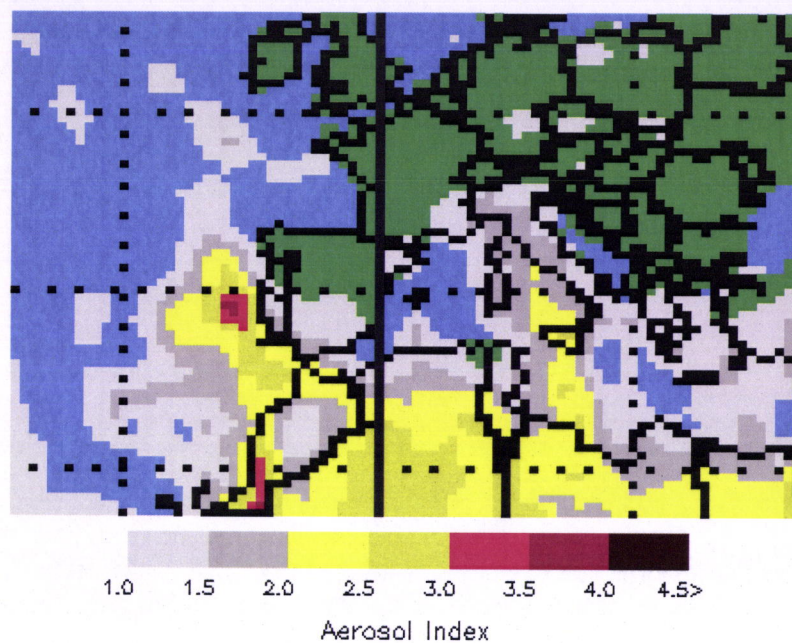


Figura 5. 7: Mapa do índice de absorção dos aerossóis detectados pelo TOMS no dia 20 de Junho de 2003. Imagem obtida em <http://toms.gsfc.nasa.gov/aerosols>.

Por observação da figura 5.7 é possível deduzir que a zona centro e sul de Portugal Continental se encontra coberta por partículas provenientes do norte de África, provavelmente, aerossóis do tipo poeiras do deserto.

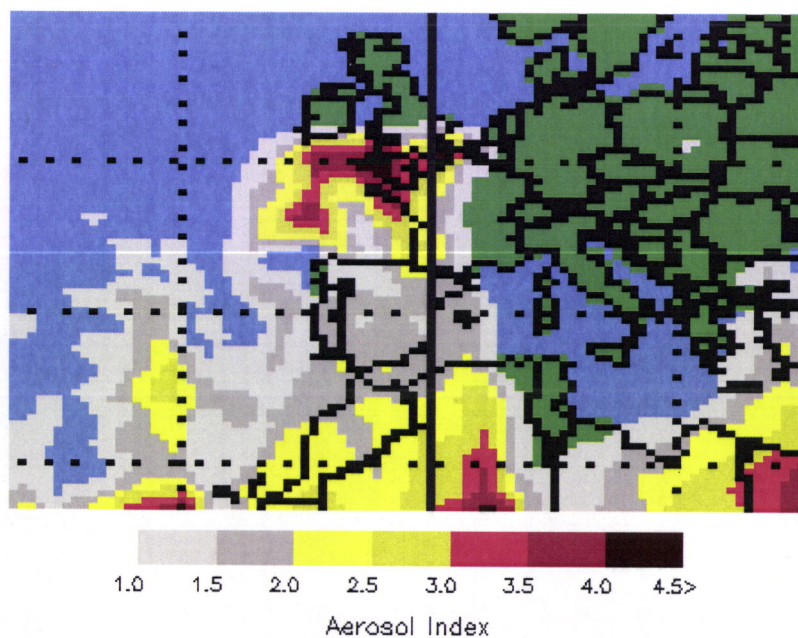


Figura 5. 8: O mesmo que a figura 5.7 mas para ao dia 4 de Agosto de 2003.

Na figura 5.8, para além das partículas oriundas do norte de África, Portugal também tinha focos de incêndio em diversas regiões do país, notando-se por isso uma

mancha, com um índice de aerossol mais elevado, no oceano Atlântico, entre a Península Ibérica e as ilhas britânicas (assinalada a amarelo e vermelho).

Com base nas retrotrajectórias apresentadas nas figuras 5.5 e 5.6 e nos mapas do índice de absorção dos aerossóis fornecidos pelo TOMS, e considerando que no dia 4 de Agosto os incêndios que deflagravam em Portugal Continental estavam situados geograficamente a norte das centrais em estudo, adoptou-se como tipo de aerossol, para ambos os dias, as poeiras do deserto.

5.4 Tipo de Aerossóis

De acordo com as retrotrajectórias analisadas para cada dia seleccionado para o estudo e com os mapas do índice de absorção dos aerossóis fornecidos pelo TOMS, apresenta-se na tabela a seguir o tipo de aerossóis escolhido para cada situação:

| Dia | Tipo de Aerossóis | Proveniência das Partículas |
|----------|--------------------|-----------------------------|
| 14/01/03 | Rural | Península Ibérica (Este) |
| 05/04/03 | Rural | Península Ibérica (Este) |
| 07/04/03 | Rural | Península Ibérica (Este) |
| 11/05/03 | Sais Marinhos | Oceano Atlântico (Sul) |
| 12/05/03 | Rural | Península Ibérica (Este) |
| 20/06/03 | Poeiras do Deserto | Norte de África |
| 21/06/03 | Rural | Península Ibérica (Este) |
| 04/08/03 | Poeiras do Deserto | Norte de África |
| 07/08/03 | Sais Marinhos | Oceano Atlântico (Sul) |
| 11/08/03 | Sais Marinhos | Oceano Atlântico (Sul) |
| 04/10/03 | Sais Marinhos | Oceano Atlântico (Sul) |
| 05/10/03 | Sais Marinhos | Oceano Atlântico (Sul) |
| 19/11/03 | Sais Marinhos | Oceano Atlântico (Sul) |

Tabela 5. 3: Tipo de aerossóis escolhido para os dias considerados.

5.5 Cálculo da Espessura Óptica dos Aerossóis

No cálculo da espessura óptica dos aerossóis, começou-se por se dividir a área de estudo em duas zonas, uma que abrange a área da Grande Lisboa e que contém três

das quatro centrais consideradas, Carregado, Barreiro e Setúbal e uma outra área que abrange a zona da Central de Sines. Esta segunda zona é de grande interesse, uma vez que se consegue, escolhendo a direcção de ventos adequada (figura 4.3), visualizar bem a região contaminada directamente pela central termoeléctrica (ver por exemplo a figura 5.22). A primeira zona, onde se situam as restantes três centrais é mais complexa e está normalmente contaminada por valores elevados de “poluição de fundo”, oriunda da área da Grande Lisboa incluindo a margem Sul de Lisboa (ver por exemplo a figura 5.17).

O intervalo de tempo considerado no estudo é entre as 10:30 e as 12:00 horas (UTC) que corresponde, de uma maneira geral, à passagem do satélite Terra sobre Portugal Continental (ver tabela 4.1).

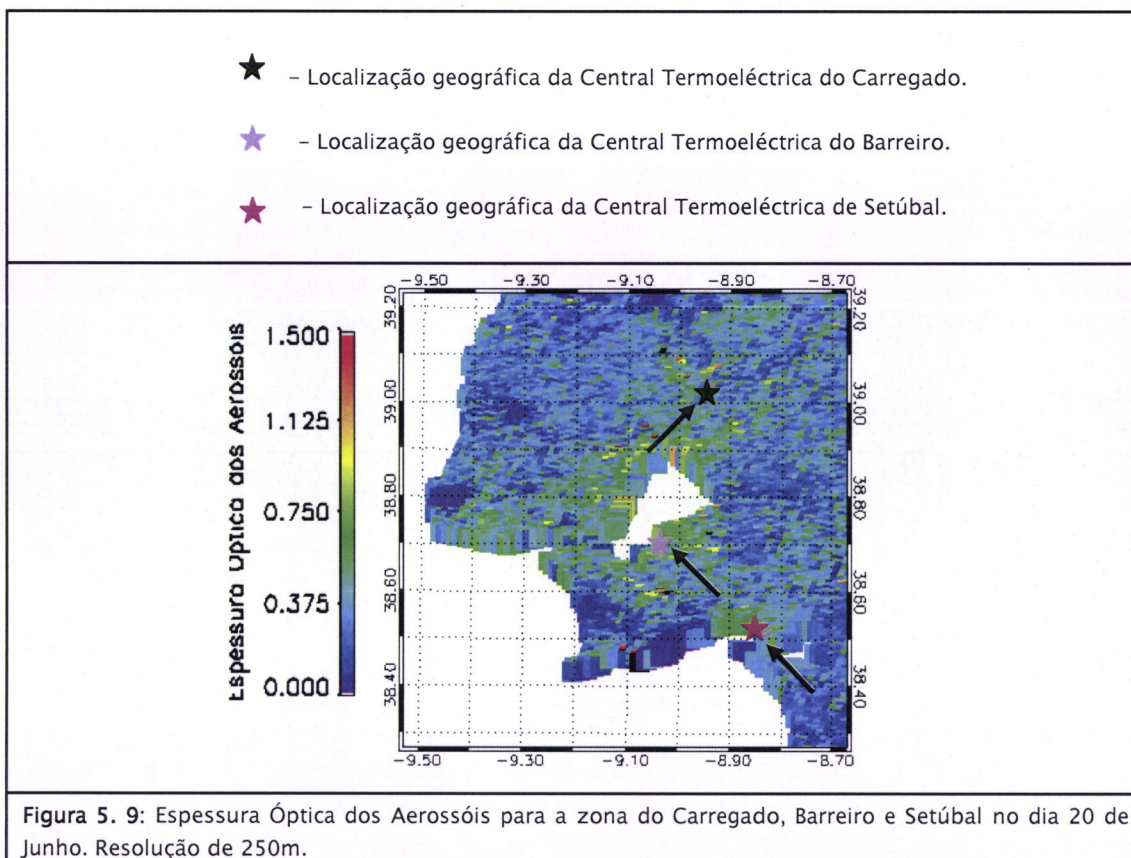
Foram calculadas as espessuras ópticas dos aerossóis a partir das imagens de satélite com as três resoluções espaciais: 1km, 500m e 250m. Neste trabalho serão apresentados valores correspondentes às resoluções espaciais de 1km (situação com menor resolução espacial) e de 250m. Todavia, a título de exemplo, são apresentados, para o dia 11 de Agosto os resultados obtidos com as resoluções de 1km, 500m e 250m (figuras 5.17 a 5.19 e 5.24 a 5.26). Também não se apresentam os mapas de espessura óptica para todos os dias em estudo, visto que se torna muito repetitivo, mas apresentam-se os valores médios de espessura óptica, com resolução espacial de 250m calculados para todos os dias considerados nas tabelas 5.7 e 5.8.

Como foram utilizados dois métodos para o cálculo da reflectância da superfície (capítulo 4, secção 4.3), serão apresentados seguidamente os resultados obtidos dos valores de espessura óptica dos aerossóis, através da utilização destes dois métodos.

Os resultados apresentados em seguida referem-se à utilização da reflectância da superfície segundo Kaufman *et. al*/(1997).

Consideremos agora alguns exemplos de mapas de espessura óptica para a zona da grande Lisboa. Para os dias 20 e 21 de Junho (figuras 5.9 e 5.10), pode observar-se que toda esta área é caracterizada por valores altos de espessura óptica. Na zona das centrais também se podem observar valores muito elevados de espessura óptica. No entanto não existe uma percepção clara de que esses valores sejam provenientes exclusivamente da central em estudo.

Considerando o dia 20 de Junho (figura 5.9), os valores das médias horárias das emissões, de massa total de partículas, entre as 11:00 e as 12:00 horas (UTC), na central do Carregado foram de 28 kg, em Setúbal foram de 90 kg. No Barreiro a média horária (às 12:00 UTC) das emissões foi de 11kg. De acordo com as direcções dos ventos para cada uma das centrais neste dia, verifica-se que, para a central do Carregado e para a central de Setúbal existem valores de espessura óptica elevados na zona a montante das chaminés em relação à direcção do vento (assinalada com as setas pretas).



Para o dia 21 de Junho, a central do Carregado não funcionou, a central do Barreiro teve como valor de média horária de emissões, 7 kg, às 12:00 UTC. Para a Central de Setúbal o valor foi de 118 kg às 12:00h. No entanto por observação da figura 5.10, mais uma vez não é possível distinguir valores de espessura óptica mais elevados só nas zonas das centrais. Na figura 5.10 é ainda se observa que, apesar da central do Carregado não ter funcionado neste dia, existe um valor elevado de espessura óptica na zona do central (assinalada com a estrela preta) associado muito provavelmente à “poluição de fundo” que se encontra quase permanentemente nessa zona.

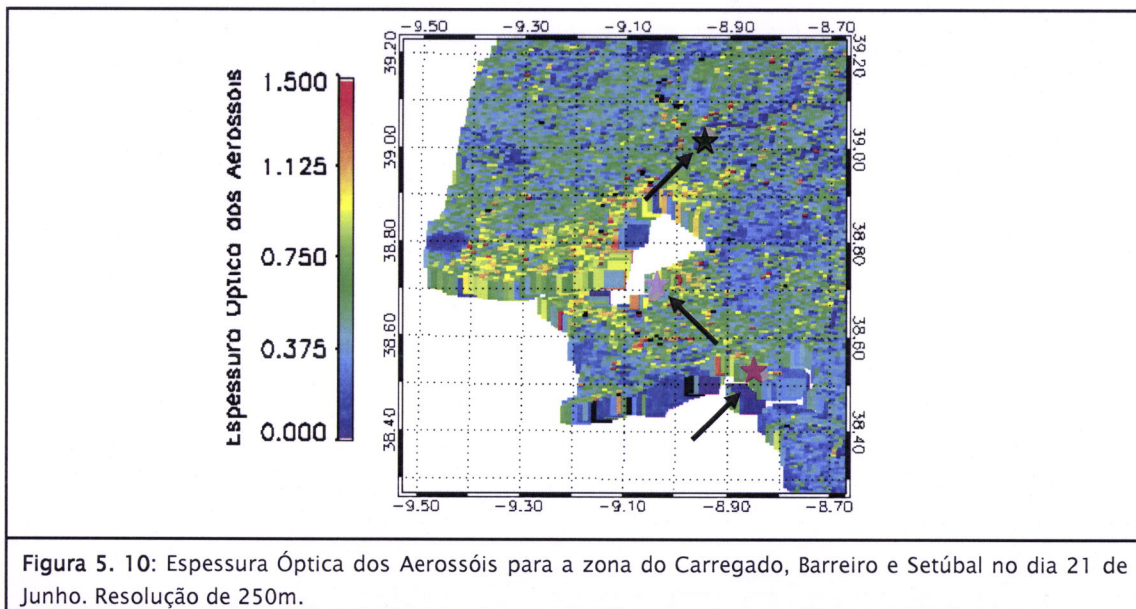
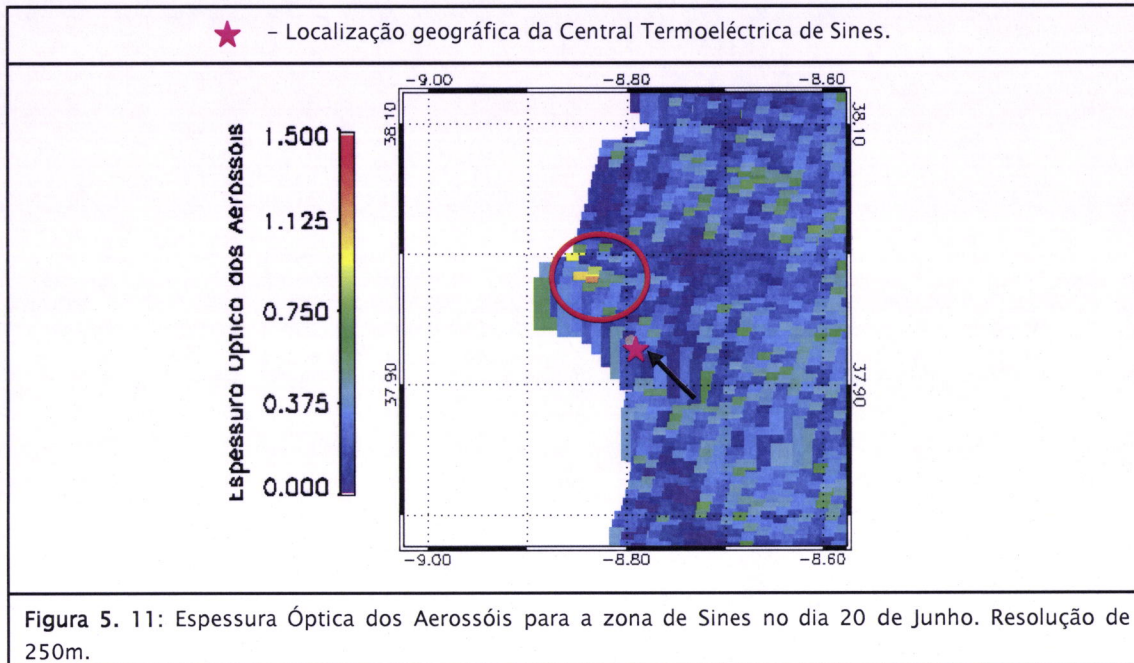


Figura 5. 10: Espessura Óptica dos Aerossóis para a zona do Carregado, Barreiro e Setúbal no dia 21 de Junho. Resolução de 250m.

De igual modo, foi feito um estudo semelhante para a Central de Sines. No dia 20 de Junho (figura 5.11) o valor da média horária das emissões, às 12:00h, foi de 538 kg, que não apresenta no entanto tradução nesta figura sobre a central de Sines (assinalada com a estrela rosa).



De acordo com a tabela 5.1, a direcção do vento (assinalada na figura com a seta preta) para o dia 20 de Junho, era de sudeste. Como existem valores elevados de espessura óptica a noroeste da central pode considerar-se que estes valores estão associados à pluma de poluição proveniente da chaminé da central que se deslocou para noroeste (zona assinalada a vermelho).

Considerando agora a figura 5.12 é possível observar-se valores elevados a noroeste da central. De acordo com a tabela 5.1, o vento neste dia estava de sudoeste, não se podendo associar por isso, este valor elevado à deslocação da pluma da central. Para a Central de Sines o valor de média horária de emissões, às 12:00 horas, para o dia 21 de Junho foi de 465 kg.

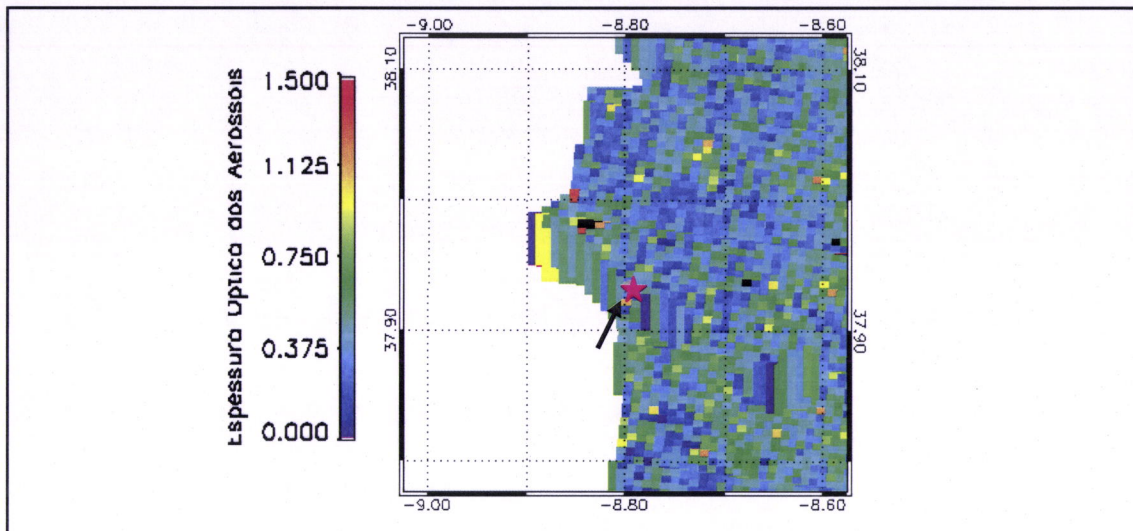


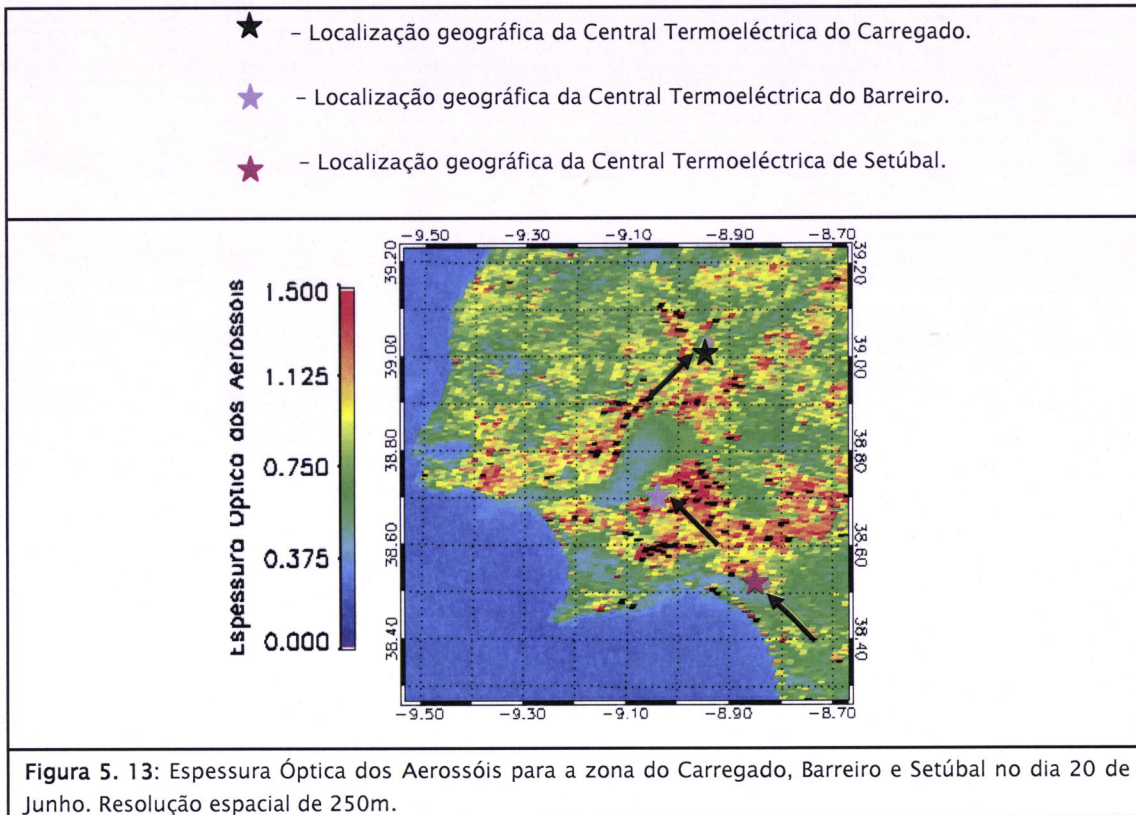
Figura 5. 12: Espessura Óptica dos Aerossóis para a zona de Sines no dia 21 de Junho. Resolução de 1 km.

Em todas as figuras apresentadas anteriormente, nota-se uma variabilidade espacial da espessura óptica dos aerossóis muito acentuada em toda a região, independentemente da localização da fonte poluidora (chaminés das centrais). A título de exemplo pode observar-se essa variabilidade acentuada na figura 5.12. Tal fenómeno é provavelmente devido a uma caracterização incorrecta da superfície da Terra, uma vez que seria de esperar uma variação gradual dos parâmetros atmosféricos, neste caso da espessura óptica dos aerossóis. De acordo com o que foi descrito na secção 4.3 do capítulo 4, o primeiro método considerado para a caracterização da superfície é válido apenas para superfícies suficientemente escuras e sabe-se que Sines é uma zona costeira cuja superfície é coberta na sua maior parte por areia e solo nu, o que pode explicar estes resultados.

Como já se disse anteriormente, o cálculo da reflectância da superfície é fundamental para a obtenção da espessura óptica dos aerossóis por comparação das radiâncias: medida pelo satélite e simulada. Assim analisam-se a seguir os resultados obtidos como segundo método para calcular o valor da reflectância da superfície (Von Hoyningen-Huene *et. al*, 2003), descrito no capítulo 4 na secção 4.3.

Consideremos de novo os dias 20 e 21 Junho, bem como os dias 7 e 11 de Agosto (figuras 5.13 a 5.19). Por observação dos mapas de espessura óptica para a zona da grande Lisboa, é visível, mais uma vez, que toda a área da grande Lisboa está

coberta por valores elevados de espessura óptica, no entanto a distribuição destes valores apresenta-se mais homogénea.



Para o dia 20 de Junho, além dos valores elevados de espessura óptica na grande zona urbana, existem também valores mais altos fora dessa zona (em comparação com os mapas apresentados anteriormente, figura 5.9). Estes valores elevados têm a ver com o facto de que neste dia, Portugal Continental estava coberto por aerossóis do deserto provenientes provavelmente do Norte de África de acordo com o mapa de índice de absorção dos aerossóis (ver figura 5.7).

As figuras 5.14 e 5.15 apresentam os valores médios de espessura óptica calculados para o dia 21 de Junho na resolução espacial de 1km e de 250 m. A central do Carregado neste dia não funcionou, no entanto na zona onde se situa esta central (assinalada com uma estrela preta), aparecem, mais uma vez, valores mais elevados a noroeste da central estando este valor elevado associado a poluição proveniente da zona urbana de Lisboa.

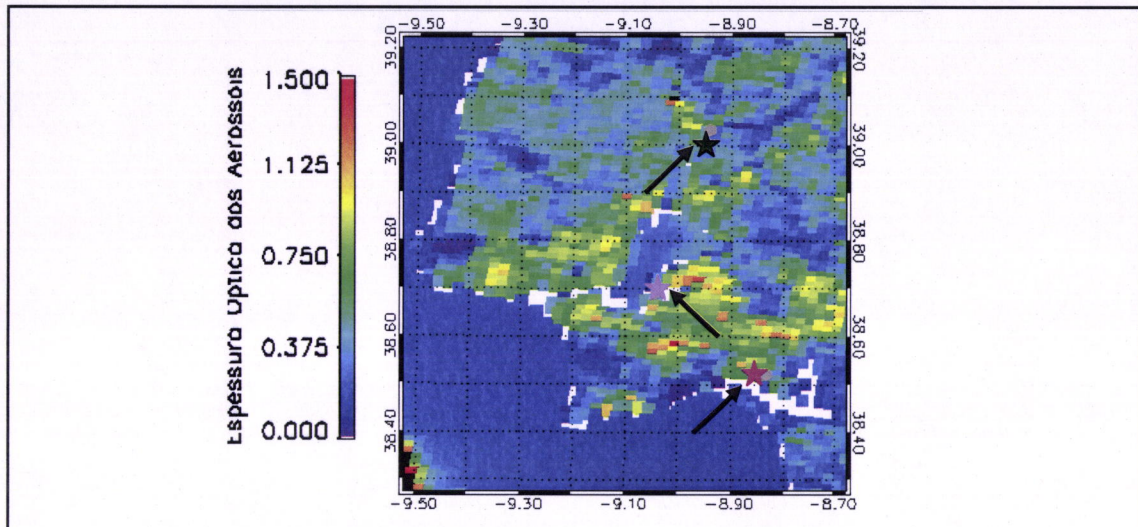


Figura 5. 14: Espessura Óptica dos Aerossóis para a zona do Carregado, Barreiro e Setúbal no dia 21 de Junho. Resolução espacial de 1 km.

Todos os valores médios de espessura óptica apresentados neste trabalho, são calculados numa região com $0,02^\circ \times 0,02^\circ$ na zona onde se encontrava a pluma, tendo em conta a direcção dos ventos nessa zona e nesse dia, para a resolução espacial de 250m. Para o dia 21 de Junho, o valor médio de espessura óptica calculado, na zona da central do carregado foi de 0.62 e para a zona da central de Setúbal foi de 0.76.

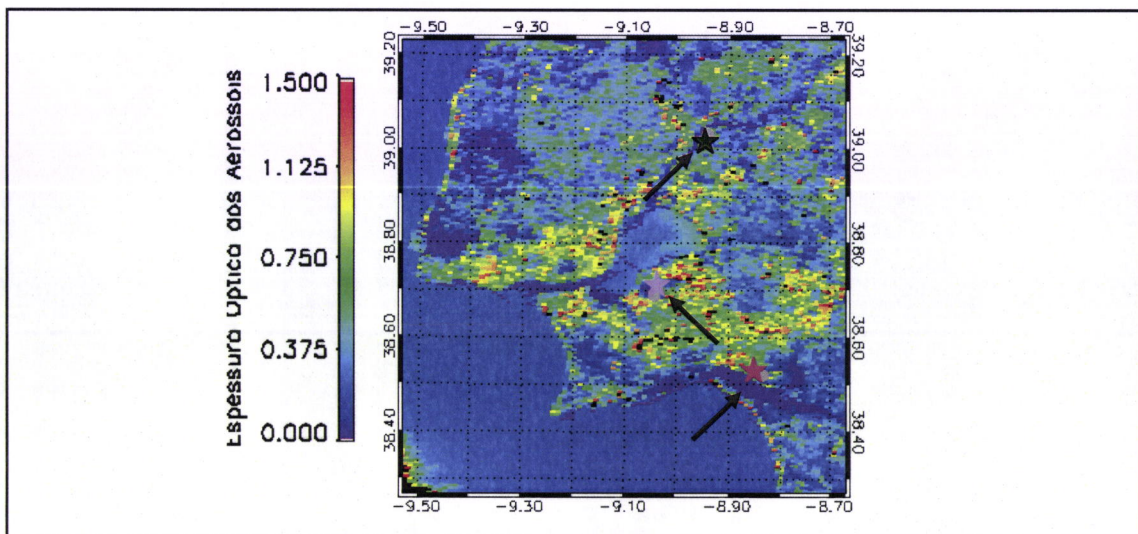
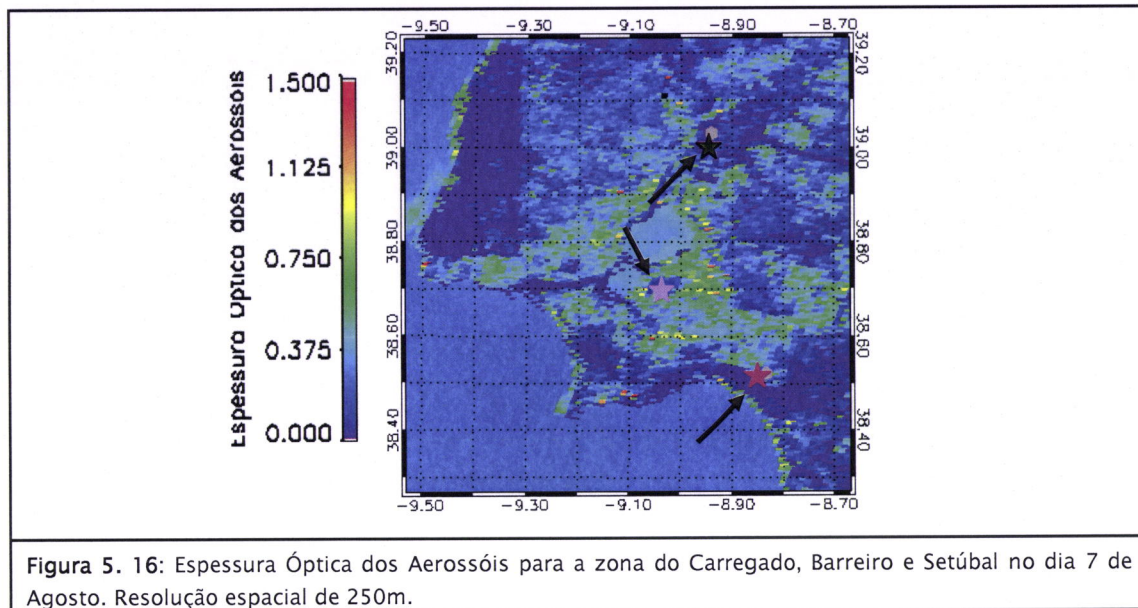


Figura 5. 15: O mesmo que a figura 5.14 mas para uma resolução espacial de 250m.

Por comparação do mapa da figura 5.14 (resolução espacial de 1km) com o mapa 5.15 (resolução espacial de 250m) pode observar-se que este último ilustra com maior precisão a diferenças entre as zonas de espessura óptica elevada e as zonas

de espessura óptica mais baixa. Na figura 5.15 observa-se também, para a central de Setúbal que existem valores elevados de espessura óptica dos aerossóis a nordeste da central quando a direcção de vento estava de sudoeste podendo estes valores elevados, a nordeste, estar associados à emissão de partículas da chaminé da central.



Para o dia 7 de Agosto (figura 5.16), o valor médio de espessura óptica encontrado na zona da central do Carregado foi de 0.42 e o valor da emissão de partículas foi de 67.2 kg. Para a zona da central do Barreiro, o valor de espessura óptica foi de 0.39, mas este valor não foi considerado uma vez que, apesar da massa total de partículas emitidas ser de 5.1 kg, a direcção do vento era de noroeste/oeste, ou seja toda a poluição proveniente de Lisboa estaria a deslocar-se para sudeste/este. Observando o mapa da figura 5.16 é possível observar que existe uma zona com valores de espessura óptica mais elevados a este da central do Barreiro (assinalada com a cor roxa) podendo este valor elevado estar relacionado com a poluição oriunda de Lisboa e que, devido à direcção do vento, se deslocou para este.

Pode observar-se, ainda no mapa da figura 5.16, que existem valores de espessura óptica elevados na zona a nordeste da central de Setúbal. Como o vento nesse dia estava de sudoeste, é provável que a pluma da central se tenha deslocado para

nordeste contribuindo assim para um aumento de espessura óptica nessa zona. O valor médio de espessura óptica calculado foi de 0.61 e a quantidade de partículas emitidas pela chaminé foi de 39 kg.

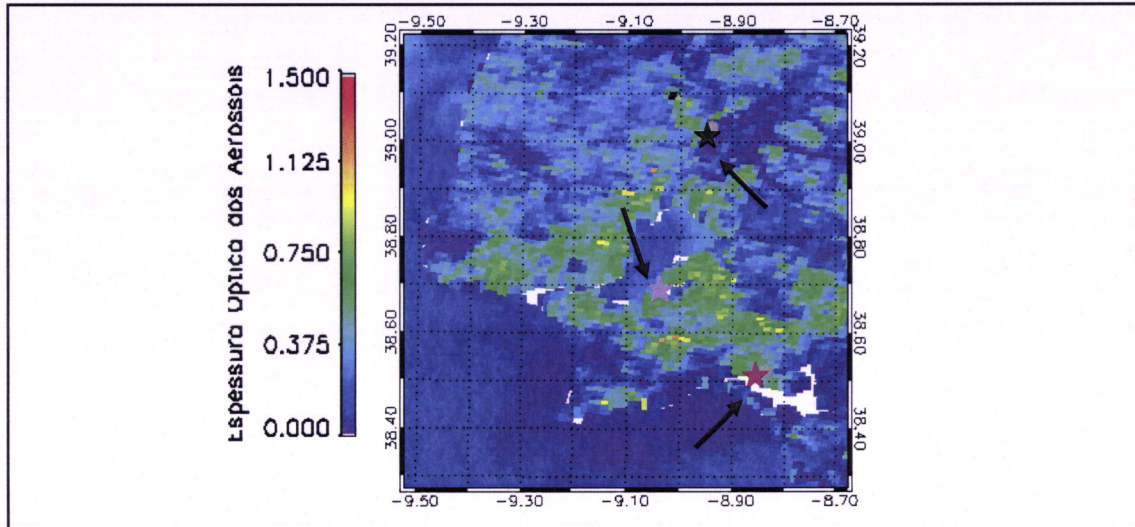


Figura 5. 17: Espessura Óptica dos Aerossóis para a zona do Carregado, Barreiro e Setúbal no dia 11 de Agosto. Resolução espacial de 1km.

No dia 11 de Agosto na área da Grande Lisboa incluindo a margem Sul, onde se situam as centrais do Carregado, Setúbal e Barreiro, pode verificar-se nas figuras 5.17, 5.18 e 5.19 que a espessura óptica dos aerossóis é mais alta podendo concluir-se que existem grandes concentrações de aerossóis. Em qualquer umas das resoluções espaciais consideradas é de notar que essa diferença de valores se torna mais acentuada na imagem com resolução de 250m.

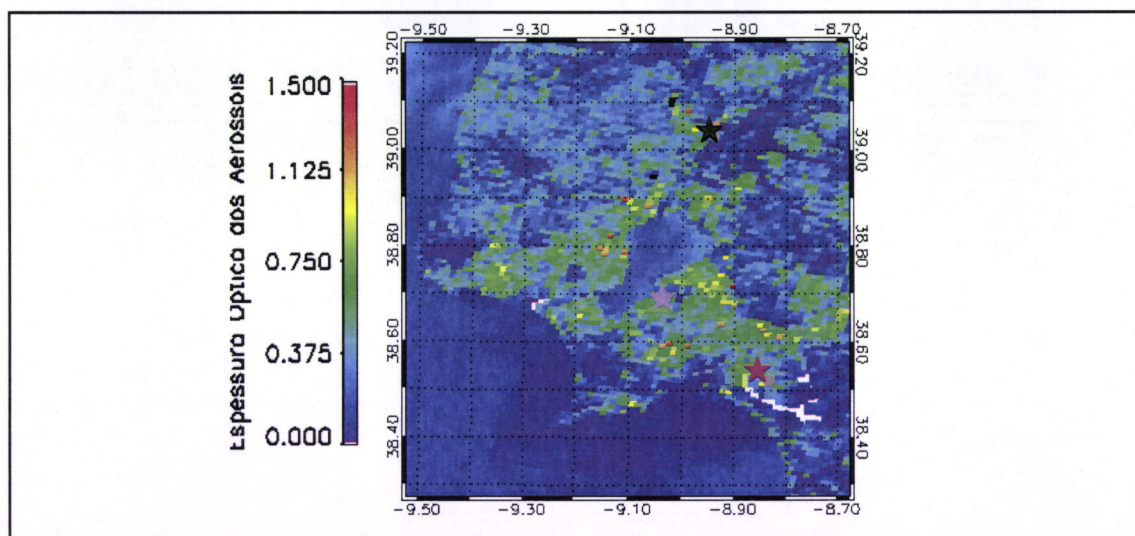
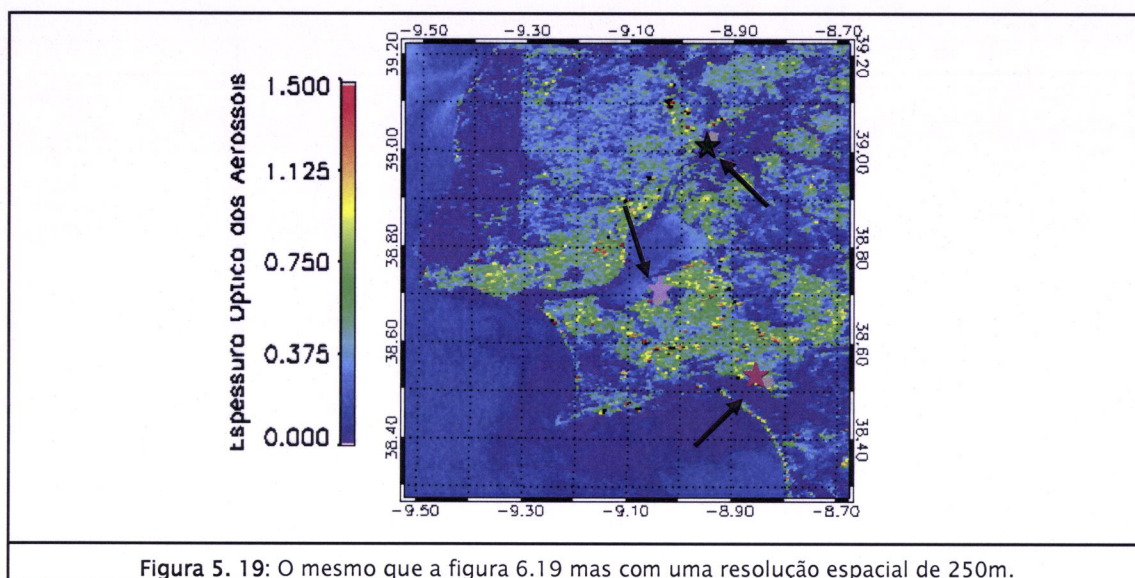


Figura 5. 18: O mesmo que a figura 5.17 mas com uma resolução espacial de 500m.



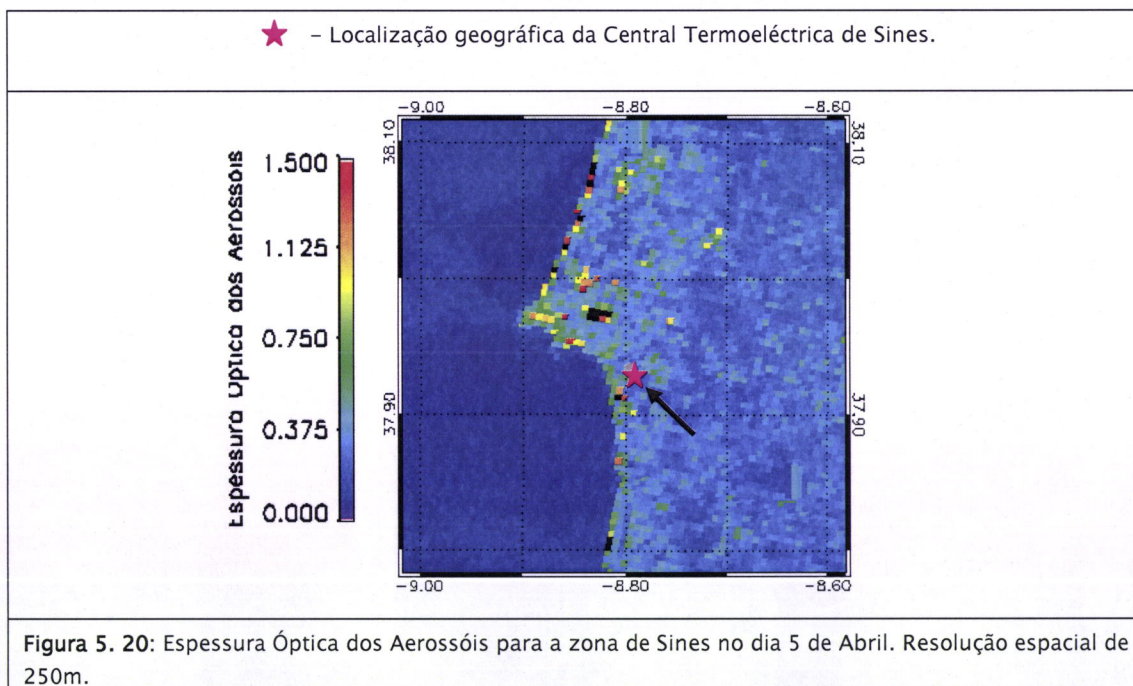
O valor médio de espessura óptica calculado para a zona do Carregado foi de 0.55 e para a zona de Setúbal foi de 0.51. Para este dia o valor da média horária das emissões em Setúbal foi de 27.7 kg entre as 11:00 e as 12:00h. No Barreiro a emissão durante o mesmo período foi de 6.5 kg e na central do Carregado esse valor foi de 61.2 kg.

A zona da central de Sines, como já foi dito anteriormente, foi mais fácil de se aplicar esta metodologia, uma vez que se encontraram vários dias em que as condições de selecção (capítulo 4) foram todas verificadas, não existem muitas empresas em redor nem uma 'poluição de fundo' significativa que afectasse os valores da espessura óptica dos aerossóis.

Nos mapas das figuras 5.20 a 5.26, a central de Sines situa-se geograficamente a sul/sudeste dos valores mais elevados de espessura óptica dos aerossóis. No entanto se considerarmos os valores da velocidade do vento em altitude (tabela 5.1) e as rectrotrajectórias (figuras 5.5 e 5.6) dos aerossóis para a zona de Sines, que nos fornecem indicação da origem dos aerossóis, até 12 horas de atingirem Sines, é possível verificar-se que a direcção dos ventos vem de Sudeste (tabela 5.1) e que a

pluma está a afastar-se da Central para Noroeste o que vai coincidir com os valores altos de espessura óptica dos aerossóis a norte/noroeste do local da chaminé.

Considerando por exemplo o caso do dia 5 de Abril (figura 5.20), em que a direcção de vento era de sueste, o que se observa na figura é que existem valores elevados de espessura óptica na zona a noroeste da chaminé sendo estes valores mais altos devido à deslocação da pluma da central para essa direcção. Neste dia o valor médio de espessura óptica calculado foi de 0.45 e a massa total de partículas emitida pelas chaminés da central foi de 242.4 kg.



Para o dia 20 de Junho, e também de acordo com a direcção do vento para este dia e a esta hora (SE), é possível observar mais uma vez que se encontram, a noroeste da central, os valores mais elevados de espessura óptica (valor médio de 0.93 com uma resolução de 250m). A quantidade de partículas emitida foi de 538 kg.

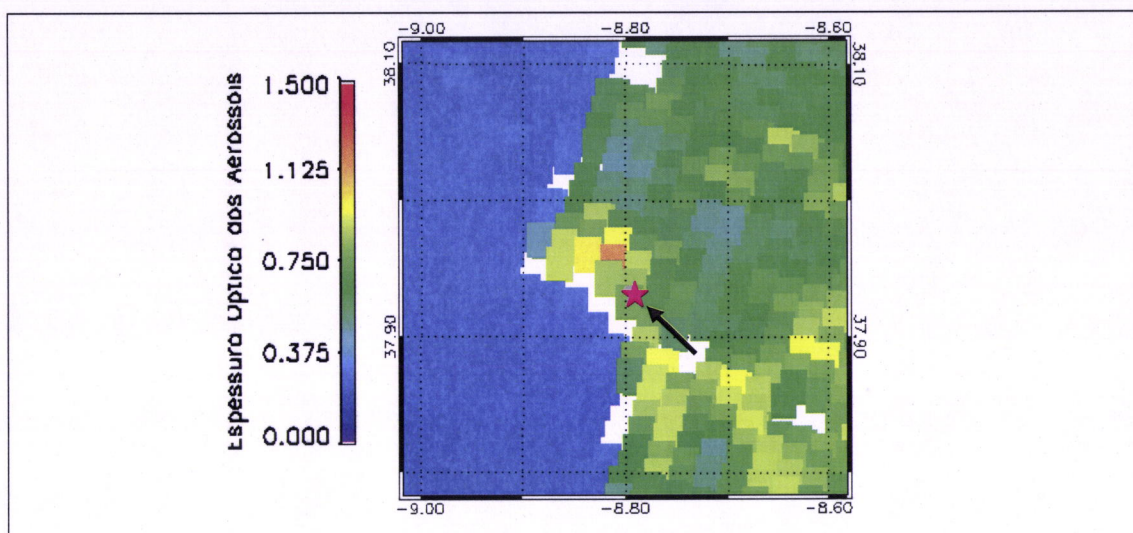


Figura 5. 21: Espessura Óptica dos Aerossóis para a zona de Sines no dia 20 de Junho. Resolução espacial de 1km.

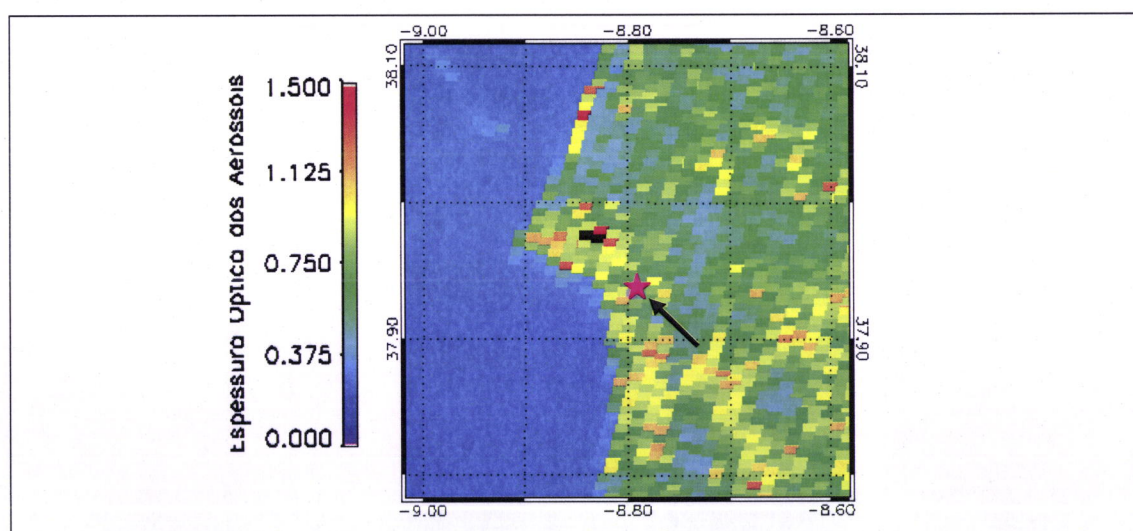


Figura 5. 22: O mesmo que a figura 5.21 mas para o dia 20 de Junho mas com uma resolução espacial de 250m.

O dia 4 de Agosto de 2003 (figura 5.23) é um dia caracterizado por uma situação bastante interessante. Neste dia, para além dos incêndios que deflagravam em Portugal e do conseqüente fumo (aerossóis) que se encontrava em suspensão na atmosfera, também se verificou um intenso transporte de poeiras do deserto oriundas do Norte de África (figura 5.8). O valor das emissões, no dia 4 de Agosto, foi, de 90.6 kg (um valor que se pode considerar relativamente baixo, em relação às emissões de outros dias) e o valor médio de espessura óptica calculado foi de 0.97.

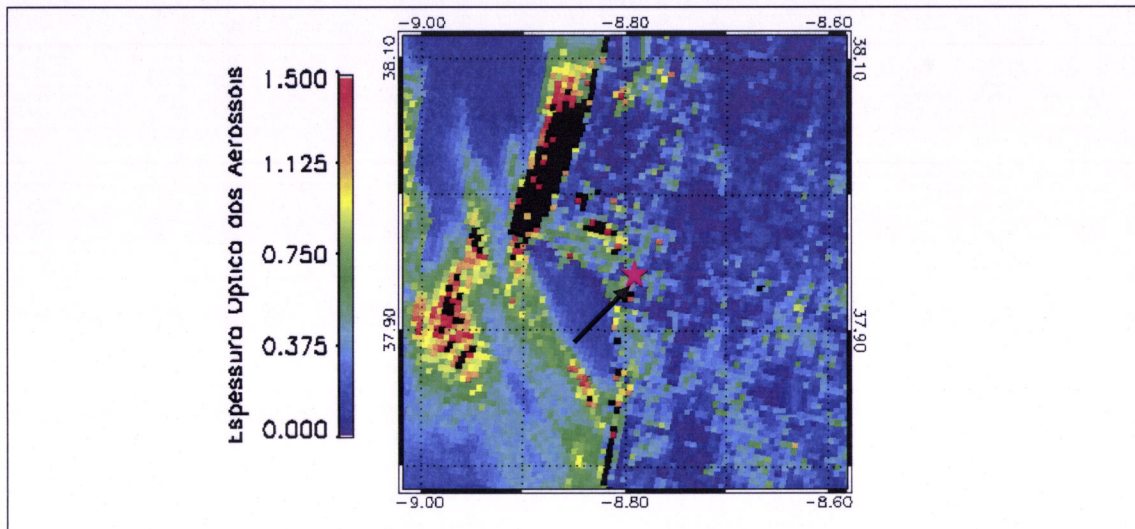


Figura 5. 23: Espessura Óptica dos Aerossóis para a zona de Sines no dia 4 de Agosto. Resolução espacial de 250m.

Apresenta-se em seguida um exemplo do cálculo da espessura óptica para as três resoluções espaciais (1km, 500 m e 250 m) para o dia 11 de Agosto de 2003 (figuras 5.24, 5.25 e 5.26), caracterizado por aerossóis de origem marinha (tabela 5.3).

O valor médio de espessura óptica calculado, à resolução de 250m, para este dia na zona da central de Sines foi de 0.47 e o valor horário de emissões da central, para as 12:00 UTC, foi de 290.7 kg.

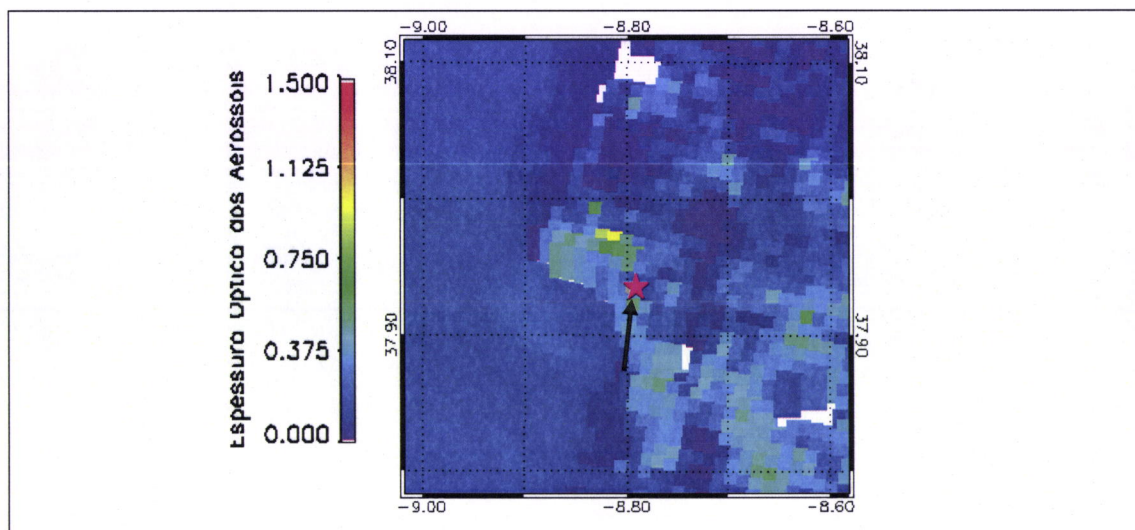
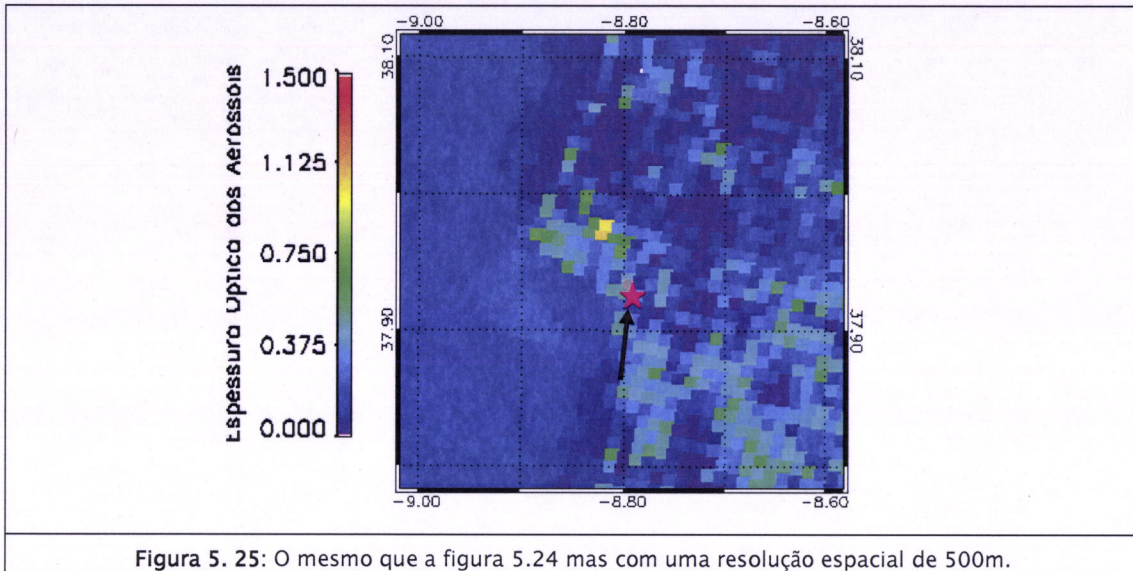
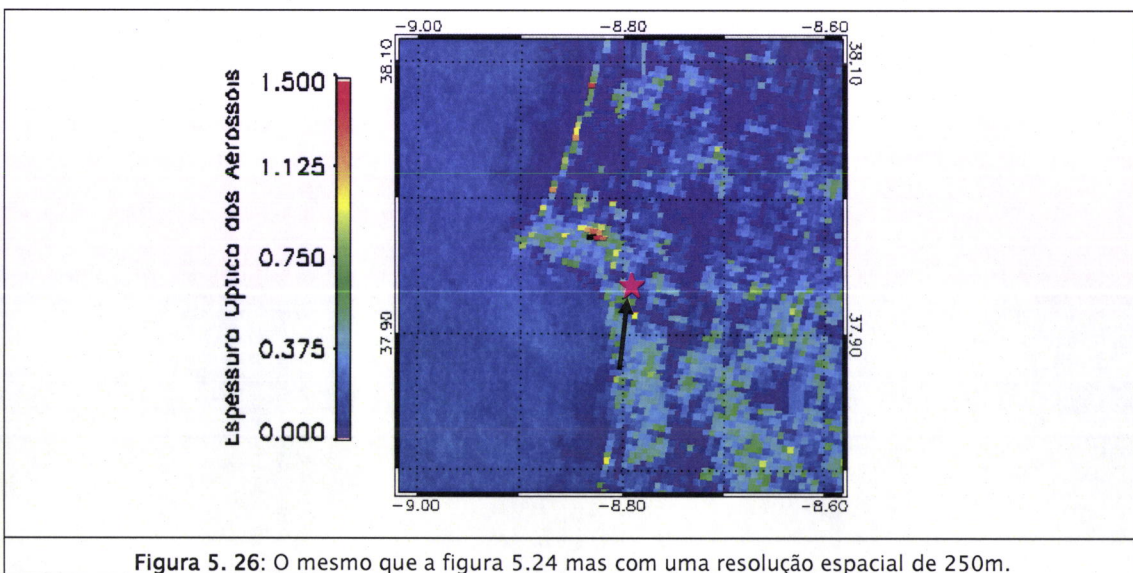


Figura 5. 24: Espessura Óptica dos Aerossóis para a zona de Sines no dia 11 de Agosto. Resolução espacial de 1km



De acordo com a tabela 5.1, a direcção do vento, no dia 11 de Agosto, ao nível da chaminé, era de sudoeste, encontrando-se valores elevados de espessura óptica, a norte/nordeste da central (figuras 5.24 a 5.26) podendo estar estes valores elevados relacionados com a deslocação da pluma, da chaminé da central, para esse local devido à direcção do vento.



De um modo geral, pode observar-se que, de acordo com as direcções do vento, se encontram valores mais elevados de espessura óptica nas zonas para onde se prevê que a coluna de poluição, devido à emissão de partículas das centrais em estudo, se desloque (de acordo com a direcção do vento).

5.6 Relação entre as emissões de partículas e as espessuras ópticas obtidas das imagens de satélite

Apresenta-se em seguida a comparação entre os valores médios de espessura óptica dos aerossóis (ainda não corrigidos para a poluição de fundo) obtidos a partir das imagens de satélite (resolução espacial de 250m) para os dias considerados neste estudo, entre as 10:30 e as 12:00 UTC (ver tabela 4.1) e os valores das quantidades de partículas emitidas no mesmo período para cada uma das centrais (tabela 5.4).

De acordo com o que foi observado nas figuras 5.13, 5.21 e 5.22 e com a tabela 5.4, o dia 20 de Junho apresenta um valor médio de espessura óptica relativamente alto para a quantidade de partículas emitidas. Isto deve-se provavelmente ao facto de neste dia se ter verificado um intenso transporte de poeiras do deserto oriundas do Norte de África (ver figura 5.7). O dia 4 de Agosto (figura 5.23), tal como o dia 20 de Junho, também apresenta um valor da espessura óptica excepcionalmente elevado comparativamente com o valor da emissão registado (tabela 5.4). Na imagem da figura 5.8 pode observar-se os aerossóis (fumos de incêndios e poeiras do deserto) presentes sobre Portugal Continental no dia 4 de Agosto de 2003. Sobre a zona das centrais e de acordo com a informação das retrotrajectórias, o tipo de aerossóis predominante era poeiras do deserto.

| Carregado | | | | |
|------------------|--------------------------------|------------------------------------|---------------|----------------------------|
| Dia | Massa total de Partículas (kg) | Valor médio das Espessuras Ópticas | Desvio Padrão | Desvio Padrão Relativo (%) |
| 05/04/2003 | não funcionou | 0.56 | 0.37 | 66 |
| 20/06/2003 | 28 | 0.96 | 0.27 | 28 |
| 21/06/2003 | não funcionou | 0.62 | 0.39 | 63 |
| 07/08/2003 | 67.2 | 0.42 | 0.17 | 40 |
| 11/08/2003 | 61.2 | 0.55 | 0.27 | 49 |
| Barreiro | | | | |
| Dia | Massa total de Partículas (kg) | Valor médio das Espessuras Ópticas | Desvio Padrão | Desvio Padrão Relativo (%) |
| 07/04/2003 | 34 | 0.97 | 0.3 | 31 |
| 11/05/2003 | 22.3 | 0.68 | 0.26 | 38 |
| 12/05/2003 | 72.3 | 0.97 | 0.38 | 39 |
| 04/10/2003 | 46.9 | 1.06 | 0.21 | 20 |
| 05/10/2003 | 45.8 | 0.85 | 0.16 | 19 |
| Setúbal | | | | |
| Dia | Massa total de Partículas (kg) | Valor médio das Espessuras Ópticas | Desvio Padrão | Desvio Padrão Relativo (%) |
| 05/04/2003 | não funcionou | 0.54 | 0.35 | 65 |
| 20/06/2003 | 90 | 1.1 | 0.18 | 16 |
| 21/06/2003 | 118 | 0.76 | 0.22 | 29 |
| 07/08/2003 | 39 | 0.61 | 0.08 | 13 |
| 11/08/2003 | 27.7 | 0.51 | 0.16 | 31 |
| 19/11/2003 | não funcionou | 0.43 | 0.13 | 30 |
| Sines | | | | |
| Dia | Massa total de Partículas (kg) | Valor médio das Espessuras Ópticas | Desvio Padrão | Desvio Padrão Relativo (%) |
| 14/01/2003 | 67.8 | 0.42 | 0.13 | 31 |
| 05/04/2003 | 242.4 | 0.45 | 0.17 | 39 |
| 20/06/2003 | 538 | 0.93 | 0.31 | 33 |
| 21/06/2003 | 465 | 0.54 | 0.17 | 31 |
| 04/08/2003 | 90.6 | 0.97 | 1.13 | 117 |
| 07/08/2003 | 139.5 | 0.35 | 0.07 | 20 |
| 11/08/2003 | 290.7 | 0.47 | 0.25 | 54 |
| 19/11/2003 | 450.7 | 0.55 | 0.12 | 24 |

Tabela 5. 4: Comparação entre a média horária da espessura óptica dos aerossóis (ainda não corrigida pelo 'background') e a massa total de partículas emitida no mesmo período para cada central termoelétrica.

Desta comparação pode concluir-se que, de um modo geral, para as centrais do Barreiro, Setúbal e em particular para a central de Sines, quanto maior é o valor da emissão de partículas da central, maior é o valor médio de espessura óptica dos aerossóis, correspondente ao mesmo período de observação.

Em particular para a central do Carregado, um valor elevado da emissão de partículas das centrais nem sempre se encontra associado a um valor médio elevado de espessura óptica dos aerossóis, correspondente ao mesmo período de observação. Isto deve-se ao facto de que a espessura óptica calculada inclui não só as emissões das centrais da EDP, mas também a contaminação proveniente das empresas em redor e da poluição de fundo que atinge as centrais na zona da grande Lisboa. É aliás visível, para as situações em que as centrais estiveram paradas, que os valores das espessuras ópticas obtidas para essas centrais nesses dias eram quase sempre muito parecidos, ou até mais elevados, com os obtidos para as mesmas centrais nos dias em que não estiveram paradas, como por exemplo o dia 21 de Junho (figuras 5.16 e 5.17).

É também de salientar o facto de o valor médio de espessura óptica encontrado para as centrais da zona da grande Lisboa ser muito parecido com os valores obtidos para a central de Sines, apesar destas emitirem, em geral, menos partículas. A área da Grande Lisboa tem muita poluição devido ao elevado número de empresas situadas nessa área, logo existe também uma grande concentração de partículas na atmosfera e, por sua vez, um valor elevado de espessura óptica dos aerossóis em toda essa zona.

As figuras seguintes representam as relações empíricas que se estabeleceram para cada uma destas estações, entre os valores médios calculados das espessuras ópticas dos aerossóis (ainda não corrigidos pela 'poluição de fundo') e as emissões monitorizadas em cada uma dessas centrais no mesmo intervalo de tempo; Os gráficos das figuras 5.27 a 5.30 mostram a relação entre as duas grandezas representadas. Nessas figuras estão representadas as relações lineares obtidas entre

os valores da espessura óptica obtida por satélite e os valores das emissões medidas nas chaminés por ajuste dos mínimos quadrados e os correspondentes valores do coeficiente de correlação.

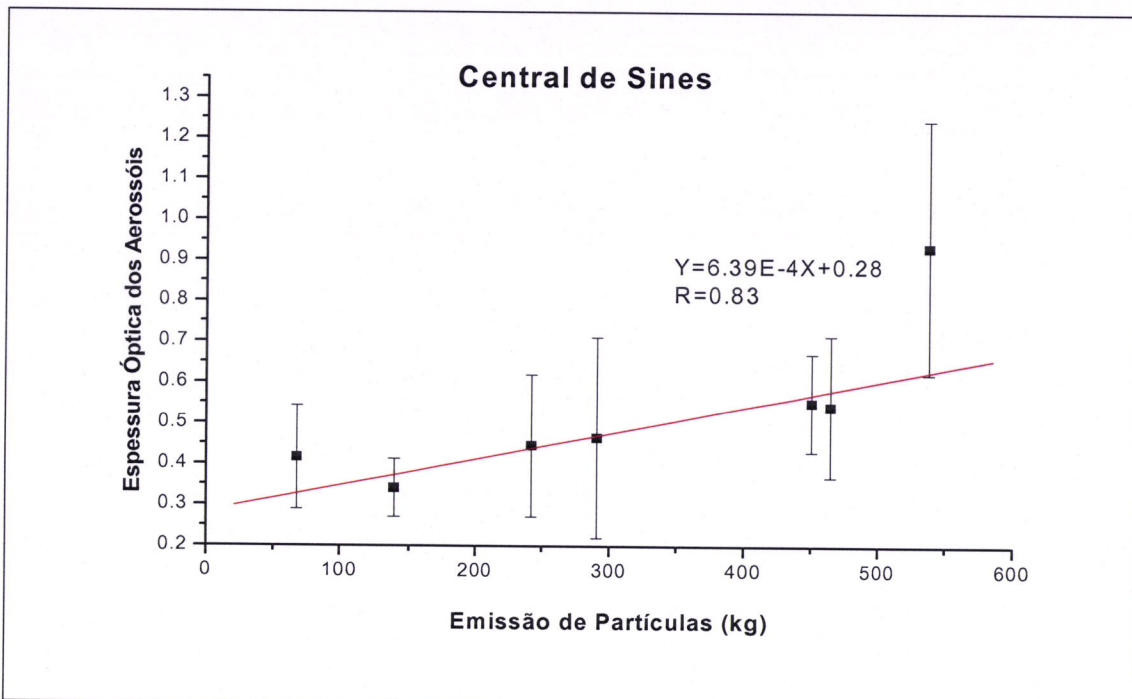


Figura 5. 27: Relação entre as emissões de partículas e as espessuras ópticas obtidas das imagens de satélite para a central de Sines.

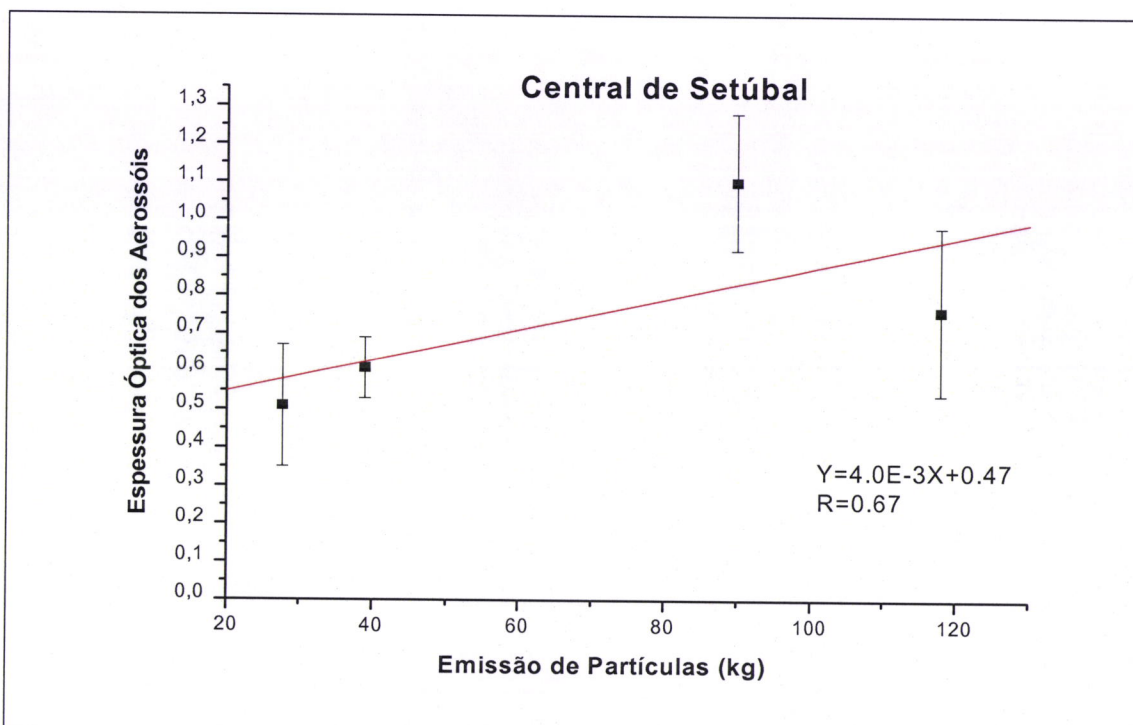


Figura 5. 28: Relação entre as emissões de partículas e as espessuras ópticas obtidas das imagens de satélite para a central de Setúbal.

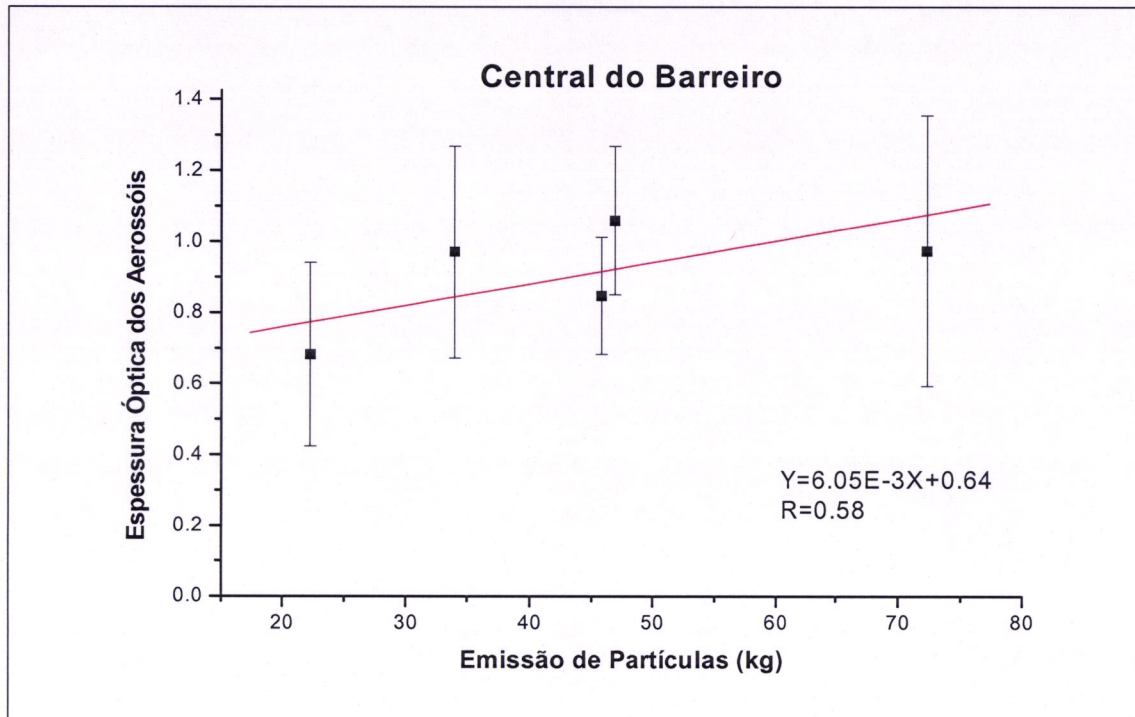


Figura 5. 29: Relação entre as emissões de partículas e as espessuras ópticas obtidas das imagens de satélite para a central do Barreiro.

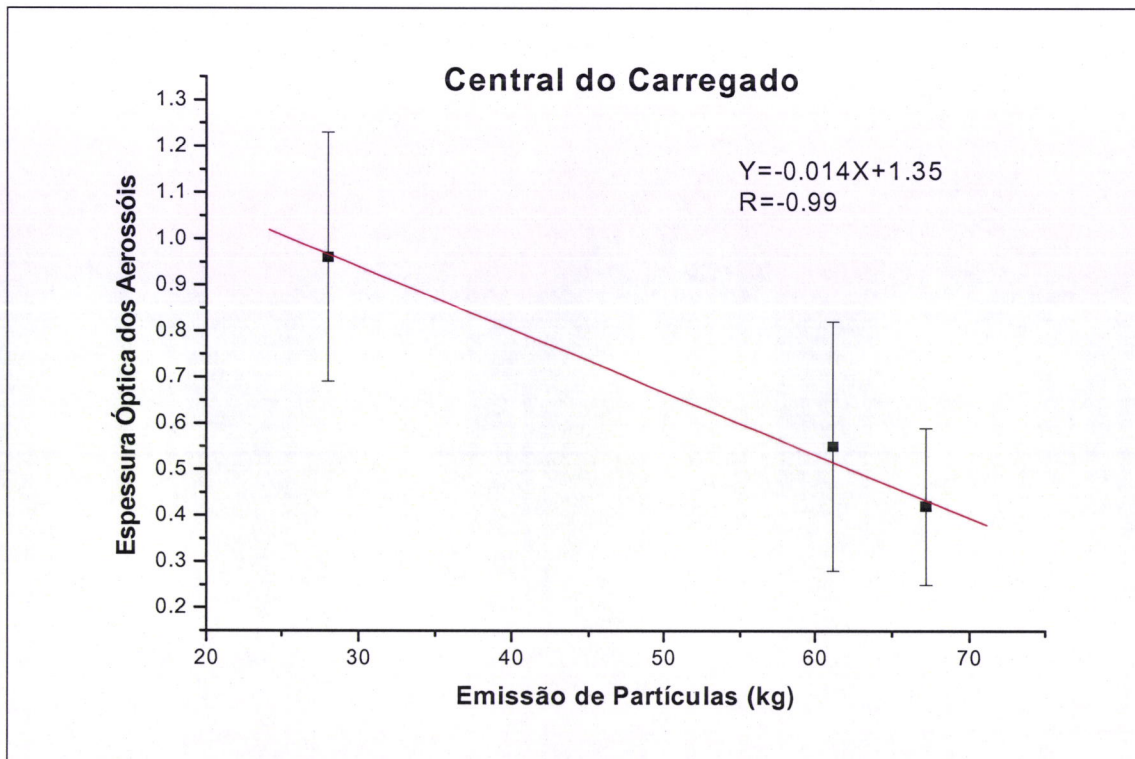


Figura 5. 30: Relação entre as emissões de partículas e as espessuras ópticas obtidas das imagens de satélite para a central do Carregado.

Os gráficos anteriores ilustram para cada uma das centrais termoeléctricas seleccionadas para o estudo, a relação entre a espessura óptica dos aerossóis obtida das imagens de satélite (com uma resolução espacial de 250m) através da metodologia descrita anteriormente e as emissões de partículas medidas à saída da(s) chaminé(s) das centrais (fornecidas pela EDP).

Pode verificar-se que em particular para a central do Carregado a relação obtida entre ambas as grandezas não tem qualquer significado físico, uma vez que apresenta uma correlação negativa. Ou seja, não é detectada uma proporcionalidade directa entre a espessura óptica dos aerossóis e as emissões de partículas para a atmosfera. Isto deve-se essencialmente ao facto de as espessuras ópticas obtidas nesta zona não dependerem apenas das emissões desta central termoeléctrica, mas sim de toda a poluição existente na zona da grande Lisboa. Assim, as variações nas espessuras ópticas obtidas nesta área com esta metodologia não reflectem as variações nas emissões da central termoeléctrica da EDP sob estudo (Carregado), mas sim as emissões de poluentes provenientes das mais variadas fontes numa zona urbana e industrializada.

As centrais de Sines, Setúbal e Barreiro apresentam uma correlação positiva entre as emissões de partículas medidas à saída das chaminés e a espessura óptica dos aerossóis obtida das imagens de satélite, mas com coeficientes de correlação relativamente baixos, particularmente nas estações do Barreiro ($R=0.58$) e de Setúbal ($R=0.67$). Esta correlação é mais elevada para Sines tal como seria de esperar, uma vez que é uma zona menos urbana e industrializada relativamente à área de Lisboa e por outro lado a escolha das situações sinópticas adequadas ao estudo tem uma maior probabilidade de sucesso, dada a grande gama de direcções do vento para as quais podemos obter a informação das imagens de satélite (ver figura 4.4 do capítulo 4). Os valores das ordenadas na origem (0.28 para Sines, 0.47 para Setúbal e 0.58 para o Barreiro) poderão ter como significado físico as espessuras ópticas atmosféricas de 'background', respectivamente na área de Sines, de Setúbal e Barreiro, ou seja, os valores de espessura óptica dos aerossóis na coluna atmosférica

(da superfície ao topo da atmosfera) na ausência de emissões de partículas pelas centrais. No entanto não foi este o valor utilizado para retirar o valor de espessura óptica de fundo à espessura óptica total, tendo este valor sido obtido tal como descrito no capítulo 4. Como já se tinha referido era de esperar que as zonas de Setúbal ou do Barreiro fossem mais poluídas que a de Sines, dada a sua inserção numa região muito mais poluída que a Costa alentejana, onde se insere a central de Sines, o que de facto se conclui devido aos valores elevados de poluição de fundo encontrados.

As barras de erros indicadas nas figuras 5.27 a 5.30 correspondem ao desvio padrão associado ao valor médio calculado (área considerada de $0.02^\circ \times 0.02^\circ$) (tabela 5.4).

A fim de se obter a espessura óptica efectiva correspondente às emissões de cada uma das centrais em estudo, retirou-se a contribuição de todas as emissões que, aparentemente, não fossem devido às chaminés das centrais analisadas. Utilizando a técnica descrita no capítulo 4 (secção 4.4) retirou-se o valor médio da 'poluição de fundo' (ou 'background') para cada dia seleccionado e para cada central. Os resultados obtidos, seguindo esta técnica, podem ser observados na tabela 5.5.

| Carregado | | | | |
|------------------|--------------------------------|--|---------------|----------------------------|
| Dia | Massa total de Partículas (kg) | Valor médio das Espessuras Ópticas depois de retirado o 'background' | Desvio Padrão | Desvio Padrão Relativo (%) |
| 20/06/2003 | 28 | 0.35 | 0.23 | 66 |
| 07/08/2003 | 67.2 | 0.38 | 0.12 | 32 |
| 11/08/2003 | 61.2 | 0.37 | 0.18 | 26 |
| Barreiro | | | | |
| Dia | Massa total de Partículas (kg) | Valor médio das Espessuras Ópticas depois de retirado o 'background' | Desvio Padrão | Desvio Padrão Relativo (%) |
| 07/04/2003 | 34 | 0.51 | 0.3 | 59 |
| 11/05/2003 | 22.3 | 0.33 | 0.26 | 79 |
| 12/05/2003 | 72.3 | 0.62 | 0.38 | 61 |
| 04/10/2003 | 46.9 | 0.56 | 0.21 | 38 |
| 05/10/2003 | 45.8 | 0.51 | 0.16 | 31 |
| Setúbal | | | | |
| Dia | Massa total de Partículas (kg) | Valor médio das Espessuras Ópticas depois de retirado o 'background' | Desvio Padrão | Desvio Padrão Relativo (%) |
| 20/06/2003 | 90 | 0.45 | 0.18 | 40 |
| 21/06/2003 | 118 | 0.5 | 0.26 | 52 |
| 07/08/2003 | 39 | 0.24 | 0.08 | 33 |
| 11/08/2003 | 27.7 | 0.37 | 0.16 | |
| Sines | | | | |
| Dia | Massa total de Partículas (kg) | Valor médio das Espessuras Ópticas depois de retirado o 'background' | Desvio Padrão | Desvio Padrão Relativo (%) |
| 14/01/2003 | 67.8 | 0.16 | 0.13 | 81 |
| 05/04/2003 | 242.4 | 0.21 | 0.17 | 81 |
| 20/06/2003 | 538 | 0.43 | 0.31 | 72 |
| 21/06/2003 | 465 | 0.32 | 0.17 | 53 |
| 07/08/2003 | 139.5 | 0.17 | 0.07 | 41 |
| 11/08/2003 | 290.7 | 0.27 | 0.25 | 93 |
| 19/11/2003 | 450.7 | 0.28 | 0.12 | 43 |

Tabela 5. 5: Comparação entre a média horária da espessura óptica dos aerossóis e a massa total de partículas emitida no mesmo período para cada central termoelétrica, depois de retirado o 'background'.

Os gráficos das figuras seguintes ilustram para cada uma das centrais termoelétricas seleccionadas para o estudo, a relação entre a espessura óptica

efectiva dos aerossóis obtida das imagens de satélite, depois de retirado a 'poluição de fundo', e as emissões de partículas medidas à saída da(s) chaminé(s) das centrais.

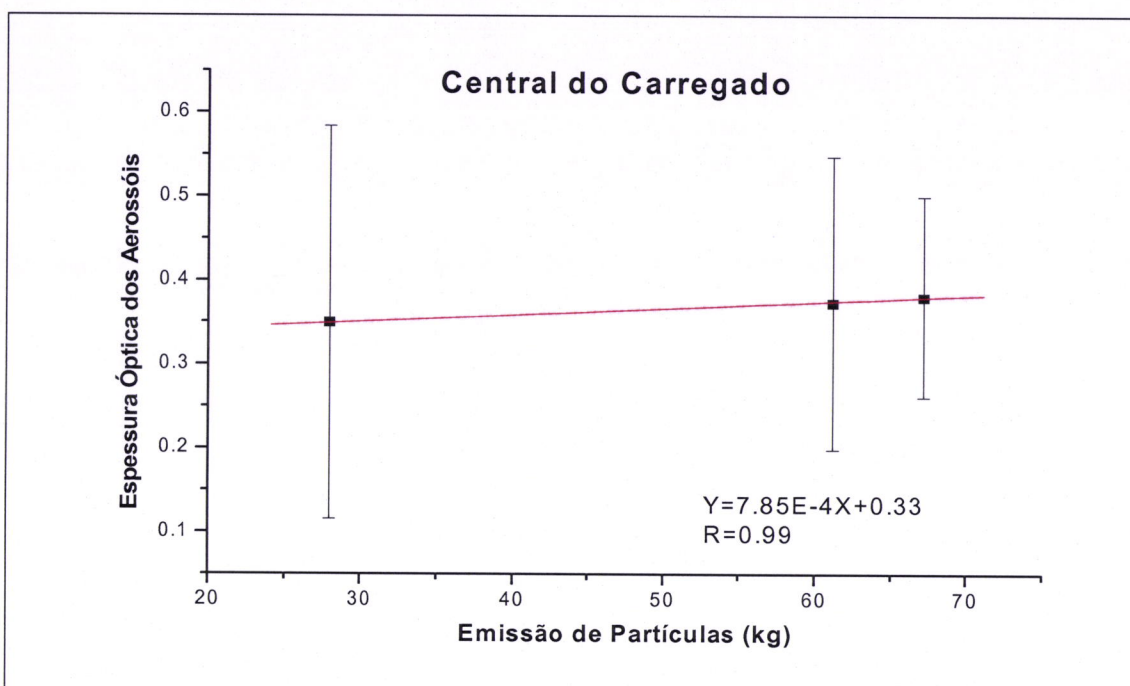


Figura 5. 31: Relação entre as emissões de partículas e as espessuras ópticas obtidas, depois de retirado o 'background', para a central do Carregado.

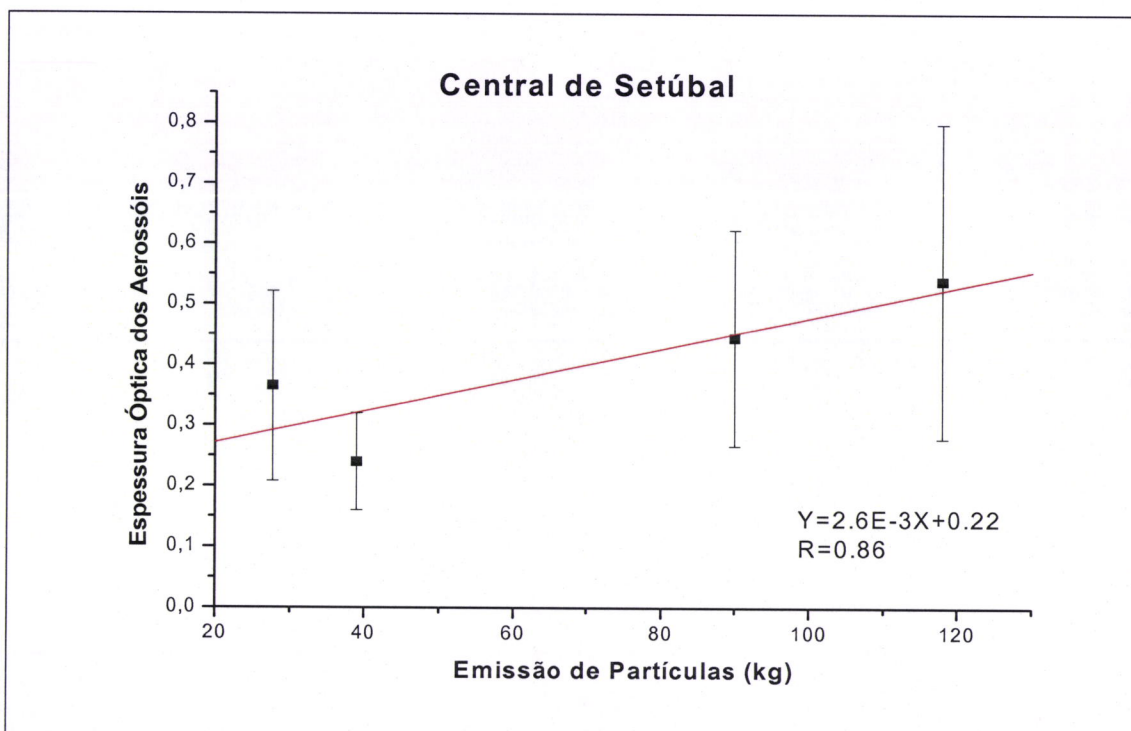


Figura 5. 32: Relação entre as emissões de partículas e as espessuras ópticas obtidas, depois de retirado o 'background', para a central de Setúbal.

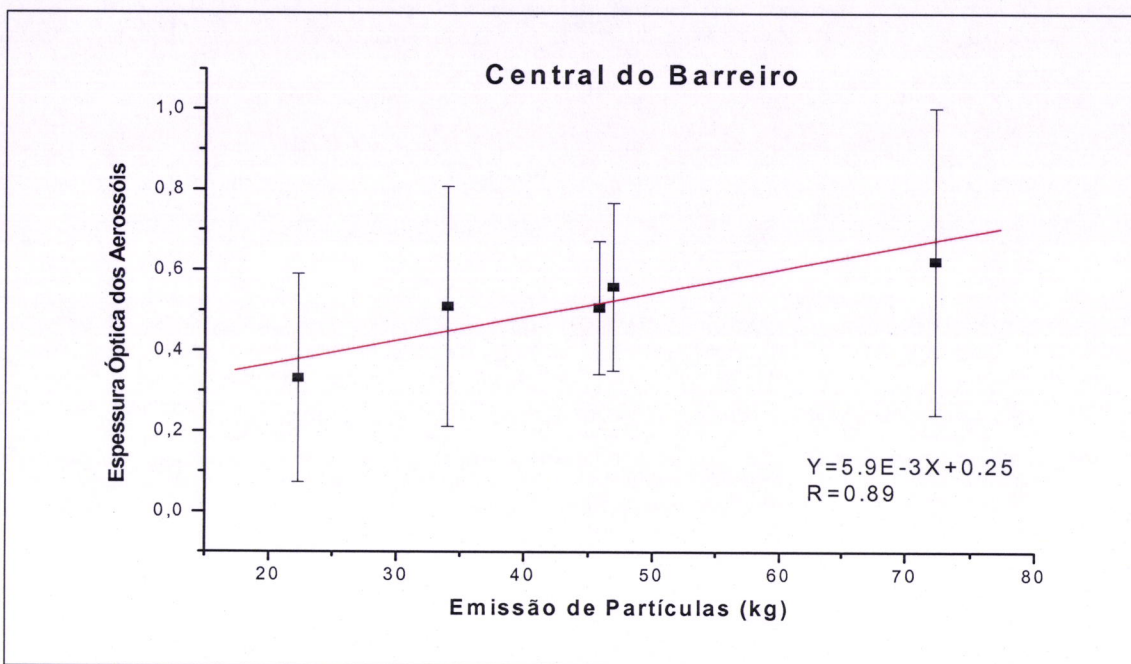


Figura 5. 33: Relação entre as emissões de partículas e as espessuras ópticas obtidas, depois de retirado o 'background', para a central do Barreiro.

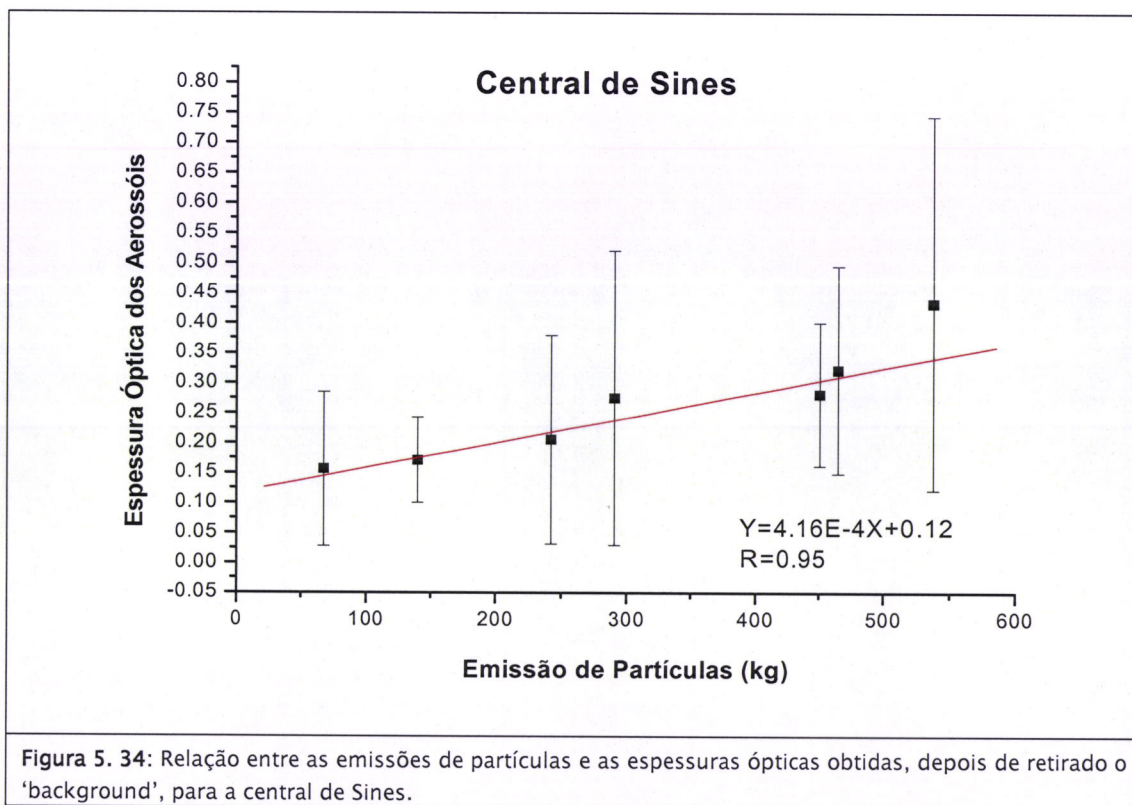


Figura 5. 34: Relação entre as emissões de partículas e as espessuras ópticas obtidas, depois de retirado o 'background', para a central de Sines.

Com base nos gráficos das figuras 5.31, 5.32, 5.33 e 5.34 já é possível observar uma correlação positiva para todas as centrais e com valores mais elevados dos correspondentes coeficientes de correlação. Apesar da central do Carregado apresentar uma correlação muito elevada ($R=0.99$) esta relação é de menos confiança que as restantes relações, uma vez que existem apenas três dias (três pontos que correspondem a três imagens de satélite distintas) que conseguiram reunir os critérios de selecção (principalmente a direcção do vento). Não levando em conta a central do Carregado, a correlação que continua a ser mais elevada é a correlação para Sines ($R=0.95$) tal como nos gráficos obtidos antes de se retirar a 'poluição de fundo'.

As barras de erro, após ter sido removida a poluição de fundo, não sofreram alterações significativas (de notar que a escala vertical dos gráficos das figuras 5.27 a 5.30 é diferente da dos gráficos das figuras 5.31 a 5.34, ver tabelas 5.3 e 5.4). Os valores elevados da barra de erro (desvio padrão) estão associados a uma grande variabilidade espacial na área considerada para o cálculo do valor médio da espessura óptica dos aerossóis ($0.02^\circ \times 0.02^\circ$).

Em todas as centrais obtém-se, através desta metodologia, uma variação da espessura óptica dos aerossóis no mesmo sentido que a variação das emissões de partículas medidas à saída das chaminés, ou seja, a valores mais elevados de emissões correspondem valores maiores da espessura óptica dos aerossóis.

6. Conclusões

Esta tese tinha como objectivo geral a identificação e caracterização das plumas de aerossóis provenientes de chaminés das centrais termoeléctricas, da empresa EDP – Electricidade de Portugal, utilizando tecnologias de detecção remota em altitude e à superfície.

Foi necessário fazer uma selecção de imagens de satélite, em situações de céu limpo e de acordo com a situação sinóptica adequada, tendo em conta as empresas em redor das centrais em estudo, potencialmente poluidoras, e que pudessem interferir no estudo em questão. Foram depois utilizadas apenas as imagens de satélite referentes às situações sinópticas consideradas mais interessantes do ponto de vista da presente análise para o ano de 2003.

Os dados de emissões das chaminés de cada uma das centrais foram fornecidos pela EDP e foi feita, para cada central em estudo, uma verificação de quais os dias ou altura do ano em que a central esteve ou não activa.

O código de transferência radiativa (RSTAR), foi testado através de comparações entre observações de irradiância espectral obtidas com um radiómetro MFRSR-7, instalado no observatório do CGE em Évora e as respectivas simulações. Depois de feita esta comparação concluiu-se que, de um modo geral, o código seleccionado se revelou adequado e podia ser utilizado para o desenvolvimento deste trabalho.

A metodologia desenvolvida exige uma caracterização muito precisa da reflectância da superfície da Terra, dado esta constituir uma contribuição muito significativa no valor da radiância medida pelo satélite. Apesar de se utilizarem dois métodos para se fazer essa caracterização, um desses métodos (Kaufman *et al.* 1997) revelou não ser o mais adequado para os casos de estudo uma vez que a sua aplicação é limitada a superfícies suficientemente escuras, como por exemplo a superfície do oceano.

Optou-se então por outro método (Von Hoyningen-Huene *et. al*, 2003) cujos resultados revelaram descrever melhor a reflectância da superfície.

Da inspecção dos mapas de espessura óptica dos aerossóis obtidos através da metodologia aplicada às imagens de satélite, pode concluir-se que existe um valor mais elevado de espessura óptica nas zonas onde estão localizadas as centrais termoeléctricas podendo observar-se uma boa concordância entre os valores das espessuras ópticas obtidas a partir das imagens de satélite e as emissões de aerossóis. Pare este resultado contribuíram de forma significativa os seguintes factores: conhecimento da velocidade do vento (intensidade e direcção) à altura da chaminé; determinação da espessura óptica de “fundo” que foi retirada ao valor obtido directamente a partir das imagens de satélite. A metodologia revelou-se portanto adequada na identificação e na quantificação das emissões de aerossóis provenientes das centrais térmicas analisadas, particularmente na central de Sines.

No entanto será ainda necessário um estudo mais aprofundado particularmente para a zona da grande Lisboa fortemente contaminada pela “poluição de fundo”, uma vez que se torna por vezes difícil identificar, a partir das imagens de satélite, a pluma de aerossóis correspondente apenas à chaminé da central que se pretende analisar. Para tal será necessário refinar a presente metodologia combinando-a se possível com medidas da reflectância da superfície obtidas independentemente, as quais sobre terra são essenciais para se diminuir o erro associado à determinação da espessura óptica dos aerossóis. Por outro lado, será muito vantajoso, acoplar a esta metodologia, um modelo de dispersão de poluentes que permita estudar a evolução espacial e temporal da pluma de emissões proveniente de cada chaminé.

Para completar este estudo de emissões de aerossóis poderá ser feito um estudo com as emissões gasosas expelidas nas chaminés e cuja metodologia se poderá basear em parte na detecção remota por satélite (tal com a utilizada neste trabalho) combinada com a detecção remota da superfície (espectrofotómetro UV-VIS, desenvolvido no Centro de Geofísica de Évora).

Referências

1. Barnes, W. L., T. S. Pagano, and V. V. Salomonson, 1998: Prelaunch characteristics of the MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36, 108–1100.
2. Belo, N., 2004: Caracterização das propriedades ópticas do aerossóis à superfície na região de Évora, Relatório de estágio da Licenciatura em Ciências Geofísicas - Variante Meteorologia e Oceanografia. Departamento de Física da Universidade de Lisboa, 100pp.
3. Berk, A., L.S. Bernstein, and D.C. Robertson, 1989: MODTRAN: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN 7, GL-TR-89-0122, Geophysics Directorate, Phillips Laboratory, Hanscom AFB, MA 01731 (April) ADA214337.
4. Bréon, F.-M., D. Tanré, and S. Generoso, 2002: Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite. *Science*, 295, pp 834–838.
5. Costa, M. J., A. M. Silva, and V. Levizzani, 2004a: Aerosol characterization and direct radiative forcing assessment over the ocean. Part I: Methodology and sensitivity analysis. *J. Appl. Meteor.*, 43, 1799–1817.
6. Costa, M. J., V. Levizzani, and A. M. Silva, 2004b: Aerosol characterization and direct radiative forcing assessment over the ocean. Part II: Application to test cases and validation. *J. Appl. Meteor.*, 43, 1818–1833.
7. Costa, M. J., 2004: Aerosol and cloud satellite remote sensing: monitoring and modelling using passive sensors. Dissertation to obtain the Degree of Doctor of Philosophy in Physics. Departamento de Física da Universidade de Évora, 233pp.

8. Draxler, R. R., and G.D. Hess, 1997: Description of the Hysplit_4 modelling system, NOAA Tech. Memo ERL ARL-224, 24pp.
9. Formenti, P., Meinrat, O. A., Lelieveld, J., 2000: Measurements of aerosol optical depth above 3570m asl in the North Atlantic free troposphere: results from ACE-2.
10. 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**, 1-16.
11. Holton, James R., Judith A. Curry, John A. Pyle ,2003: Encyclopedia of Atmospheric Sciences, Vol. 1, Academic Press, 438pp.
12. IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. v. d. Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, Eds., Cambridge University Press, 881 pp.
13. Kaufman, Y. J., Tanré, D., Remer, L. A., Vermote, E. F., Chu, A. and Holben, B. N., 1997: Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer, *Journal Of Geophysical Research*, Vol.102,NO.D14, Pages 17,051-17,067, July 27.
14. Kaufman, Y. J., Tanré, D., and Boucher, O., 2002: A satellite view of aerosols in the climate system, *Nature*, Vol.419, 12 September 2002.
15. King, M. D., Kaufman, Y. J., Menzel, W. P. and Tanré, D., 1992: Remote Sensing of Cloud, Aerosol and Water Vapor Properties from Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) , *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol.30, NO. 1, January 2002.

-
16. Lafore et al., 1998: 'The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part 1: Adiabatic Formulation and Control Simulation', *Ann. Geophys.*, 16, 90–109.
 17. Lenoble, J., 1993: *Atmospheric Radiative Transfer*. A. Deepak Publishing, USA, 532pp.
 18. Liou, K. N., 1980: *An Introduction to Atmospheric Radiation*, Academic Press, USA, 392 pp.
 19. Masson, V., J.L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet e R. Lacaze, 2003: A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *Journal of Climate*, 16, 1261–1282.
 20. McClathey, R.A., W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E., Volz, and J.S. Garing, 1971: Optical Properties of the Atmosphere, AFCRL-TR- 71-0279, *Enviro. Research papers*, No 354, Air Force Cambridge Research Laboratories, Hanscom AFB, Bedford, MA, 85 pp.
 21. Nakajima, T., and M. Tanaka, 1986: Matrix formulation for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 35, 13–21.
 22. Nakajima, T., and M. Tanaka, 1988: Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 40, pp 51–69.
 23. Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl and D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate and the hydrological cycle, *Science*, 294, 2119–2124.
 24. Rosenfeld, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3105–3108.
 25. Rosenfeld, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution, *Science*, 287, 1793–1796.

26. Santos, D., M. J. Costa, A. M. Silva, 2004: "Identificação e Caracterização de Plumas provenientes de Centrais Termoeléctricas a partir de tecnologias de detecção remota em altitude e à superfície", Relatório Técnico, 33 pg., (Contrato CGE-EDP nº 4500326472, 2003)
27. Silva, A. M., M. J. Costa, T. Elias, P. Formenti, N. Belo, and S. Pereira, 2003: Ground-based aerosol monitoring at Évora, Portugal. *Global Change Newsletter*, 56, 6-9.
28. Tanré, D., Y. Kaufman, M. Herman and S. Mattoo, 1997: Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,971-16,988.
29. W. von Hoyningen-Huene, M. Freitag, and J. B. Burrows, 2001: Retrieval of aerosol thickness over land surfaces from top-of-atmosphere radiance, *Journal Of Geophysical Research*, Vol.108, NO.D9, 4260, doi:10.1029/2001JD002018,2003.

Anexos

| Sines | | | | | | | | |
|---------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | 14/01/03 | | 05/04/03 | | 20/06/03 | | 21/06/03 | |
| H(m) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) |
| 154 | -2.5 | -0.1 | -3.5 | 1.1 | -0.5 | 6.9 | 3.0 | 7.8 |
| 197 | -2.7 | -0.3 | -3.8 | 1.1 | -1.5 | 7.1 | 2.2 | 7.9 |
| 247 | -1.5 | -0.8 | -4.1 | 1.2 | -2.6 | 7.3 | 0.9 | 7.8 |
| | 04/08/03 | | 07/08/03 | | 11/08/03 | | 19/11/03 | |
| H(m) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) |
| 154 | 2 | -0.4 | 1.5 | 2.6 | 1.6 | -1.7 | -3.7 | 1.2 |
| 197 | 1.6 | 0.5 | 1.4 | 3.1 | 1.2 | -0.9 | -4.3 | 1.5 |
| 247 | 1 | 1.9 | 1.3 | 4.1 | 0.5 | 0.3 | -4.9 | 2.1 |
| Setúbal | | | | | | | | |
| | 14/01/03 | | 05/04/03 | | 20/06/03 | | 21/06/03 | |
| H(m) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) |
| 154 | -2.5 | -1.6 | -2.4 | 1 | -0.7 | 4.4 | 2.8 | 2.0 |
| 197 | -3.8 | 0.9 | -2.8 | 1 | -1.1 | 4.8 | 2.7 | 2.1 |
| 247 | -2.6 | 1 | -3.3 | 1 | -1.5 | 5.1 | 2.5 | 2.4 |
| | 04/08/03 | | 07/08/03 | | 11/08/03 | | 19/11/03 | |
| H(m) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) |
| 154 | 0.8 | 1.3 | 2.1 | 3.6 | 0.6 | 1.1 | -2.6 | -0.3 |
| 197 | 0.6 | 1.7 | 2.1 | 4.5 | 1.5 | 1.7 | -3.4 | -0.1 |
| 247 | 0.5 | 2.4 | 2.1 | 4.9 | 1.8 | 1.9 | -4.7 | 0.4 |

Tabela A 1: Perfis do vento para as centrais de Sines e Setúbal nos dias considerados.

| Barreiro | | | | | | | | |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | 14/01/03 | | 05/04/03 | | 20/06/03 | | 21/06/03 | |
| H(m) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) |
| 84 | -2.7 | -2.7 | -1.3 | -1.6 | -2.8 | 5.3 | -1.8 | 3.8 |
| 117 | -2.8 | -2.8 | -1.8 | -1.5 | -3.1 | 5.7 | -1.9 | 4.1 |
| 154 | -2.8 | -2.6 | -2.3 | -1.3 | -3.3 | 6.1 | -1.9 | 4.4 |
| | 04/08/03 | | 07/08/03 | | 11/08/03 | | 19/11/03 | |
| H(m) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) |
| 84 | 0.8 | -2.3 | 1.2 | -2.8 | -0.5 | -1.5 | -2.7 | -1.1 |
| 117 | 0.6 | -1.8 | 1.4 | -2.2 | -0.1 | -0.9 | -3.1 | -1 |
| 154 | 0.4 | -1.3 | 1.3 | -1.4 | 0.3 | 0.2 | -3.6 | -0.9 |
| Carregado | | | | | | | | |
| | 14/01/03 | | 05/04/03 | | 20/06/03 | | 21/06/03 | |
| H(m) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) |
| 84 | -1.3 | -1.7 | -4.2 | 0.7 | 2.5 | 1.9 | 1.1 | 4.2 |
| 117 | -1.6 | -1.7 | -4.5 | 0.7 | 2.4 | 2.0 | 1.0 | 4.4 |
| 154 | -2.1 | -1.6 | -4.8 | 0.7 | 2.1 | 2.2 | 0.8 | 4.5 |
| 84 | 04/08/03 | | 07/08/03 | | 11/08/03 | | 19/11/03 | |
| H(m) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) | u (m/s) | v (m/s) |
| 84 | 0.8 | 0.2 | -0.1 | 1.8 | -0.3 | 1 | -3.9 | -0.3 |
| 117 | 0.7 | 0.4 | 0 | 2 | -0.2 | 1.1 | -4.3 | -0.3 |
| 154 | 0.6 | 0.7 | 0.1 | 2.2 | -0.2 | 1.2 | -4.7 | -0.2 |

Tabela A 2: Perfis do vento para as centrais do Barreiro e do Carregado nos dias considerados.