



Universidade de Évora  
Departamento de Física

Modelação Numérica do Transporte de Poluentes  
Atmosféricos em Portugal e suas Relações com as  
Condições Meteorológicas

Andrea Malheiros Ramos

Dissertação apresentada à Universidade de  
Évora para obtenção do grau de Doutor em  
Física.

Orientador: Prof. João Corte-Real

Observação: Esta tese não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri.

Évora - 2006.



Universidade de Évora  
Departamento de Física

Modelação Numérica do Transporte de Poluentes  
Atmosféricos em Portugal e suas Relações com as  
Condições Meteorológicas

Andrea Malheiros Ramos

Dissertação apresentada à Universidade de  
Évora para obtenção do grau de Doutor em  
Física.



Orientador: Prof. João Corte-Real

171 869

Observação: Esta tese não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri.

Évora - 2006.

# Agradecimentos

---

Primeiramente à Deus, por mais esta conquista, proporcionando equilíbrio a cada emoção que experimentei durante o meu doutoramento, pois sem dúvida aprendi com cada uma delas.

Ao Fábio Conde pelo amor, paciência e companheirismo nos momentos importantes da minha vida, indispensáveis para meu crescimento profissional e pessoal.

Ao Prof. Dr. João Corte-Real pela orientação e apoio no decurso do desenvolvimento do trabalho.

A Profa. Dr.<sup>a</sup> Ana Maria Silva por disponibilizar seu tempo em me ajudar na obtenção de dados relativos à Estação Termoelétrica no Barreiro e AERONET, além dos momentos de discussões e sugestões para a qualidade do trabalho.

Agradeço à Fundação para Ciência e Tecnologia (FCT) pela bolsa concedida, SFRH/BD/9943/2002, além dos subsídios para apresentações em conferência e duas deslocações para a minha formação complementar no exterior.

Ao Centro de Geofísica de Évora, por me fornecer condições adequadas de trabalho, e a seus docentes e funcionários. Em especial, ao Prof. Dr. A. Heitor Reis em me auxiliar em diversos momentos.

Ao Centro de Previsões e Estudos Climático (CPTEC), instituição onde fui recebida para o desenvolvimento do trabalho, fornecendo o modelo CATT\_BRAMS, além de condições de trabalho e suporte computacional.

Ao Dr. Saulo Freitas por ter me recebido e orientado na utilização do modelo CATT\_BRAMS, pelas discussões e sugestões durante o trabalho e pela confiança que em mim depositou.

Ao Dr. Craig Tremback pelas sugestões na utilização do modelo HYPACT.

Aos meus pais, irmãs e sobrinhos por toda a ajuda e incentivo.

Aos amigos Fernando Recuero, Marco Antônio, André Souza, Cláudia Serrano, Lúcia Wanderley e Marton por momentos de descontrações. Em especial, à Anete Fernandes e Waldimir Santana pelos inúmeros favores e principalmente pela amizade.

# Resumo

---

Este trabalho teve como objectivo estudar o transporte de gases e partículas emitidos para a atmosfera por diferentes tipos de fontes, através da modelação numérica utilizando modelos acoplados ao RAMS (Regional Atmospheric Modeling System). Para analisar a dispersão do material particulado ( $PM_{10}$ ) emitido por uma fonte industrial localizada na Central Termoeléctrica de Barreiro relacionando o seu comportamento com as condições meteorológicas foi utilizado o modelo RAMS acoplado com o HYPACT (HYbrid Particle And Concentration Transport). Adicionalmente, o RAMS é utilizado para um estudo da circulação atmosférica local. Para analisar o transporte atmosférico e evolução do monóxido de carbono (CO) e material particulado ( $PM_{2,5}$ ), além dos padrões sinópticos associados para a manutenção e desenvolvimento de focos dos incêndios que ocorreram durante a onda de calor em Agosto de 2003, foi utilizado o acoplamento CATT-BRAMS (Coupled Aerosol and Tracers Transport model to the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System). Os resultados obtidos neste trabalho mostram a importância de analisar o transporte de poluentes atmosféricos através de modelos que descrevem as inter-relações biosfera-atmosfera, caracterizando um estudo multidisciplinar. A circulação de larga escala é responsável por transportar as plumas de fumaça produzidas pela queima de biomassa para regiões distantes do local onde foram emitidas, muitas vezes dispersando-as por todo o continente e cobrindo milhares de quilómetros quadrados. Em Portugal, são observados padrões de exportação dos poluentes emitidos pelos incêndios com saídas em direcção ao Oceano Atlântico e para o interior da Península Ibérica e em relação ao transporte de poluentes emitidos por fonte industrial, a exportação tende a ser para o Oceano Atlântico, mantendo uma concentração significativa próxima à fonte.

# Abstract

---

This work presents a study of the transport of gases and particles emitted by different sources in diverse meteorological conditions. The methodology is integrated through an atmospheric model RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) for different emission sources. RAMS coupled with HYPACT (HYbrid Particle and Concentration Transport) was used to analyse the particulate matter (PM<sub>10</sub>) dispersion emitted by a continuous and high point source located in Barreiro (09°03'W; 38°40'38"N) relating its behaviour with the local circulations. The model CATT-BRAMS (Coupled Aerosol and Tracers Transport model to the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) was used to analyze the atmospheric transport and evolution of the carbon monoxide (CO) and particulate matter (PM<sub>2.5</sub>). This model was also used to verify the synoptical patterns associated to the maintenance and development of focuses of the fires during the August 2003 heat wave. The results obtained in this work show the importance of analysing the atmosphere pollutant transport via complex models that describe the interrelations biosphere-atmosphere characterizing an interdisciplinary study. The transports of smoke plumes were initiated from the vertical transport of burning products and of the active meteorological situation during the target period. The large scale circulation is responsible for dispersing the smoke plumes produced by in situ burning of biomass throughout the whole continent, covering thousands of square kilometres. In general, the pollutant transport emitted in Portugal by the fires was carried out to the Atlantic Ocean and the inner part of the Iberian Peninsula, considering the predominant circulation patterns. Nevertheless, the transport of pollutant emitted by a point source tends to displacement Barreiro's stack source displaced towards the Atlantic Ocean, keeping a significant concentration near the source.

# Índice

---

|   |    |
|---|----|
| 1. Introdução.....  | 1  |
| 1.1 – Considerações gerais sobre os poluentes atmosféricos..... | 1  |
| 1.2 – Os poluentes e seus efeitos no meio ambiente.....         | 4  |
| 1.3 – Objectivos e roteiro do trabalho proposto.....            | 5  |
| 2. Meteorologia e a dispersão atmosférica.....                  | 8  |
| 2.1 – Escalas de Movimento.....                                 | 8  |
| 2.2 – Influência do vento.....                                  | 10 |
| 2.3 – Camada Limite Atmosférica (CLA).....                      | 11 |
| 2.3.1 – Altura da Camada Limite Atmosférica.....                | 15 |
| 2.4 - Turbulência atmosférica.....                              | 17 |
| 2.4.1 – Origem da turbulência.....                              | 17 |
| 2.4.1.1 – Camada de mistura.....                                | 18 |
| a) Camada de mistura em desenvolvimento temporal.....           | 18 |
| b) Camada de mistura em desenvolvimento espacial.....           | 20 |
| c) Desenvolvimento de instabilidade tridimensionais.....        | 21 |
| 2.4.1.2 – Jactos.....   | 21 |
| 2.4.1.3 – Esteiras.....   | 23 |
| 2.4.2 – Manutenção da turbulência.....                          | 24 |
| 2.4.3 – Os efeitos da estabilidade.....                         | 27 |
| 2.4.4 – O comprimento de Monin Obukhov.....                     | 29 |
| 2.4.5 – Energia cinética turbulenta.....                        | 31 |
| 2.5 – Influência dos efeitos topográficos.....                  | 33 |
| 2.6 – Influência da inversão térmica.....                       | 34 |
| 2.7 – Influência da estabilidade atmosférica.....               | 35 |

|  |           |
|--|-----------|
| <b>3. Impacte ambiental das queimadas.....</b>                       | <b>41</b> |
| 3.1 – Descrição de uma queimada.....                                 | 42        |
| 3.2 - Tipos de incêndios florestais.....                             | 43        |
| 3.3 - Factores ambientais que influenciam na queima da biomassa..... | 44        |
| 3.4 – Emissões da queima de biomassa.....                            | 46        |
| 3.5 – Efeitos climáticos na queima de biomassa.....                  | 49        |
| 3.6 – O papel da detecção remota na caracterização de queimadas..... | 52        |
| 3.7 – Planeamento contra incêndios florestais.....                   | 55        |
| 3.7.1 – Queimadas controladas ou prescritas.....                     | 56        |
| 3.8 – Modelação numérica da dispersão atmosférica.....               | 57        |
| <b>4. - Descrição do modelo atmosférico RAMS.....</b>                | <b>66</b> |
| 4.1 – Sistema de equações primitivas.....                            | 66        |
| 4.2 – Estrutura da malha.....  | 70        |
| 4.3 – Aninhamento das malhas.....                                    | 71        |
| 4.4 – Condições de fronteira.....                                    | 72        |
| 4.5 – Advecção na escala resolvida.....                              | 73        |
| 4.6 – Parametrização da difusão turbulência.....                     | 75        |
| 4.7 – Parametrização de cumulus.....                                 | 79        |
| 4.8 – Parametrização de superfície.....                              | 82        |
| 4.8.1 – Parametrização da camada superficial.....                    | 82        |
| 4.8.2 – Parametrização de superfície água, solo e vegetação.....     | 83        |
| 4.8.3 – Fluxos turbulentos de momento, calor e humidade.....         | 91        |
| 4.8.4 – Cálculo dos fluxos efectivos para a atmosfera.....           | 92        |
| 4.9 – Esquemas de Radiação.....                                      | 94        |
| 4.10 – Parametrização da microfísica de nuvens.....                  | 96        |
| 4.11 – Assimilação de dados observados.....                          | 99        |
| 4.12 – Opções gerais.....  | 102       |

|   |            |
|---|------------|
| 4.12.1 – Topografia.....                                  | 102        |
| 4.12.2 – Cálculo do coeficiente de correlação.....        | 103        |
| <b>5. – Testes de sensibilidade.....</b>                  | <b>104</b> |
| 5.1 – Sistema de Baixa Pressão.....                       | 104        |
| 5.1.1 – Introdução.....                                   | 104        |
| 5.1.2 – Descrição do caso.....                            | 105        |
| 5.1.3 – Características das simulações.....               | 110        |
| 5.1.3.1 – Assimilação das condições de fronteira.....     | 110        |
| 5.1.3.2 – Dados e metodologia das simulações.....         | 112        |
| 5.1.4 – Resultados e Discussões.....                      | 115        |
| 5.1.5 – Sumários e Conclusões.....                        | 122        |
| 5.2 – Simulações com CATT-BRAMS para o Verão de 2002..... | 123        |
| 5.2.1 – Descrição dos incêndios.....                      | 123        |
| 5.2.2 – Características das simulações.....               | 127        |
| 5.2.3 – Resultados e discussões.....                      | 131        |
| 5.2.3.1 - Condições meteorológicas durante o período..... | 131        |
| 5.2.4 – Sumário e conclusões.....                         | 140        |
| <b>6. - Acoplamento dos modelos RAMS/HYPACT.....</b>      | <b>141</b> |
| 6.1 – Descrição do modelo HYPACT.....                     | 141        |
| 6.1.1 – Dados e características das simulações.....       | 147        |
| 6.2 – Resultados e discussões.....                        | 152        |
| 6.2.1 – Validação dos resultados do modelo RAMS.....      | 152        |
| 6.2.1.1 – Análise da circulação local no Barreiro.....    | 152        |
| 6.2.1.2 – Resultados do experimento numérico.....         | 154        |
| 6.2.2 – Condições meteorológicas durante o período.....   | 157        |
| 6.2.3 – Resultados da dispersão do PM <sub>10</sub> ..... | 167        |
| <b>7. Acoplamento dos modelos CATT-BRAMS.....</b>         | <b>170</b> |

|  |            |
|--|------------|
| 7.1 – Descrição do modelo CATT-BRAMS.....  | 170        |
| 7.1.1 – Dados e características das simulações.....  | 178        |
| 7.2 – Resultados e discussões.....   | 181        |
| 7.2.2 – Caracterização das condições meteorológicas.....   | 187        |
| 7.2.3 – Descrição da situação sinóptica do período seleccionado para as simulações do transporte de poluentes..... | 195        |
| 7.2.4 - Descrição das simulações do transporte das poluentes emitidos pelos incêndios.....                         | 200        |
| 7.2.4.1 – Resultados das simulações para malha 1.....  | 200        |
| 7.2.4.2 - Resultados das simulações para malha 1.....  | 206        |
| 7.2.4.3 - Resultados das simulações para malha 3.....  | 212        |
| <b>8. Conclusões.....</b>  | <b>230</b> |
| 8.1 - Panorama Geral.....  | 230        |
| 8.2. – Conclusões do acoplamento RAMS/HYPACT.....  | 232        |
| 8.3 - Conclusões do acoplamento CATT-BRAMS.....  | 234        |
| <b>9. Referências Bibliográficas.....</b>  | <b>240</b> |
| <b>Apêndice 1.....</b>   | <b>258</b> |
| <b>Apêndice 2.....</b>   | <b>268</b> |
| 2.1.1- Entranhamento em nuvens cumulus.....  | 268        |
| 2.1.2 – Controlo estático.....   | 270        |
| 2.1.3 – Retro-alimentação.....   | 272        |
| 2.1.4 - Controlo dinâmico.....   | 272        |

# Lista de Figuras

---

|  |    |
|--|----|
| Figura 1.1: Esquema da distribuição de tamanho do aerossol atmosférico. A hipótese original é mostrada pela linha sólida, com três modas. A quarta moda e os dois picos por vezes observados na moda de acumulação são mostrados pelas linhas pontilhadas (adaptado de Finlayson-Pitts e Pitts, 2000)..... | 3  |
| Figura 2.1: Relação entre a rugosidade de superfície e velocidade do vento com altura. (Fonte: Turner, 1970).....  | 10 |
| Figura 2.2: Aspectos da pluma de poluentes sob os efeitos de diferentes turbilhões de magnitude.....   | 11 |
| Figura 2.3: O ciclo diário da evolução da CLA. (*) Indica a camada superficial e os marcadores de tempo S1 a S6 são referências para os perfis da figura 2.4. (Adaptado de Stull, 1988).....   | 13 |
| Figura 2.4: Perfis de temperatura potencial na CLA ao longo do dia (as situações S1 a S6 estão definidos na figura 2.3) AL é a atmosfera livre, CC é a camada convectiva, CR é a camada residual e CEN é a camada estável nocturna.....  | 13 |
| Figura 2.5: A camada limite atmosférica, (a) diurna e (b) nocturna. ( $\tau_0$ ) é a tensão de cisalhamento, (H) o fluxo de calor vertical e ( $\theta$ ) temperatura potencial.....   | 14 |
| Figura 2.6: Perfil do vento (Adaptada de Stull, 1988).....   | 15 |
| Figura 2.7: Campo de velocidade inflexional.....   | 19 |
| Figura 2.8: Camada de mistura em desenvolvimento temporal.....   | 20 |
| Figura 2.9: Camada de mistura em desenvolvimento espacial.....   | 20 |
| Figura 2.10: Esquema qualitativo do processo de geração de instabilidades secundárias em camadas de mistura.....   | 21 |
| Figura 2.11: Esquema ilustrativo do processo de transição de um jacto redondo.....   | 22 |
| Figura 2.12: Esteira de Von Karman formada à jusante de uma placa rombuda (Van Dyke, 1982).....  | 23 |
| Figura 2.13: Esteira tridimensional à jusante de um obstáculo (Fonte: Lesieur, 1994).....  | 24 |
| Figura 2.14: Condições de dispersão de poluentes em inversões nocturnas em vales.....  | 34 |
| Figura 2.15: Esquematização caracterizando condições de inversão térmica considerando os efeitos meteorológicos.....   | 35 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 2.16: Influência da estabilidade da atmosfera na forma da pluma. (Fonte: Boubel et al., 1994).....   | 37  |
| Figura 2.17: Efeitos de turbilhões de diferentes dimensões na dispersão de um <i>puff</i> . (Fonte: Seinfeld, 1998).....  | 38  |
| Figura 2.18: Altura efectiva de emissão ( $\Delta h$ ) e fonte virtual.....   | 40  |
| Figura 3.1: Evolução de uma queimada em cinco estágios (Adaptado de Smoke Management Guide, 2001).....  | 43  |
| Figura 3.2: Diagrama esquemático da evolução das plumas de fumo produzidas pela queima de biomassa a partir de suas fontes (Adaptada de Reid et al., 1998).....   | 47  |
| Figura 3.3: Ilustração dos principais mecanismos físicos de redistribuição de emissões de queimadas na atmosfera.....   | 49  |
| Figura 3.4: Sistemas de referência euleriano (a) e lagrangeana (b). (Adaptado de Zannetti, 1990).....   | 59  |
| Figura 3.5: Representação de uma pluma pela aproximação do tipo <i>puff</i> (adaptado de Haan, 1995).....   | 61  |
| Figura 4.1: Malha do tipo "C" de Arakawa: $h$ representa variáveis termodinâmicas, $u$ e $v$ as componentes zonal e meridional do vento.....  | 70  |
| Figura 4.2: Perfil de raízes para floresta atribuído pelo RAMS 4.3.....   | 89  |
| Figura 4.3: Controlo da abertura dos estômatos pela temperatura da vegetação.....   | 91  |
| Figura 4.4: Interações descrevendo os processos microfísicos considerados pelo modelo RAMS (Fonte: Flatau et al, 1989).....   | 99  |
| Figura 5.1: Sequencia de imagens de satélite METEOSAT no infravermelho caracterizando a depressão centrada a oeste da península Ibérica: (a) às 17:00 UTC em 11/03/2002; (b) às 23:30 UTC em 12/03/2002; (c) às 12:00 UTC e (d) 23:30 UTC em 13/03/2002, respectivamente..... | 107 |
| Figura 5.2: Cartas sinópticas da pressão ao nível médio do mar (PNMM) às 12:00 UTC em 12/03/200 (a) e 12:00 UTC em 13/03/ 2002, caracterizando a depressão centrada a oeste da Península Ibérica.....   | 107 |
| Figura 5.3: Imagens do radar meteorológico mostrando precipitações para o período: (a) 21:00 UTC 11/03/ 2002; (b) 21:00 UTC 12/03/2002; (c) 12:20 UTC e (d) 19:40 UTC 13/03/2002.....   | 108 |
| Figura 5.4: campos do vento e humidade em 1000 hPa às 12:00UTC de 12/03/02 (a), 00:00UTC e 12:00UTC de 13/03/2002 (c,e) e secção de movimentos verticais traçado ao longo do meridiano de 9.28°W às 12:00UTC (b) de 12/03/2002 e 00:00UTC e 12:00UTC                          |     |

|   |     |
|---|-----|
| de 13/03/2002 (d) e (f).....  | 110 |
| Figura 5.5: (a) Domínio das malhas aninhadas usadas nas simulações e (b) topografia gerada pelo modelo com resolução de 16km, além da localizações das cidades: Bragança (41.82N; 6.75W), Lisboa (39°N; 9°W), Penhas Douradas (40.42°N; 7.5°W), Faro (37.14°N; 7.93°W).....   | 115 |
| Figura 5.6: Campos de geopotencial e vento ECMWF e os simulados pelo RAMS em 850hPa às 12:00 UTC para o período 12-14/03/2002.....  | 116 |
| Figura 5.7: fluxo médio de vapor de água integrado verticalmente ( $\text{kg}\cdot\text{ms}^{-1}$ ) para o período de 11-13/03/2002.....  | 117 |
| Figura 5.8: Energia potencial convectiva disponível (CAPE) simulada pelo RAMS....   | 118 |
| Figura 5.9: Evolução espacial da precipitação simulada pelo RAMS para malha 2 (16km) correspondente as imagens de radar: (a) 21:00UTC 11/03/2002, (b) 21:00UTC 12/03/2002, (c) 20:00UTC 13/03/2002.....   | 119 |
| Figura 5.10: Evolução temporal da temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) simulada pelo RAMS versus a observada para as cidades de Bragança (a), Lisboa (b), Penhas Douradas (c) e Faro (d) durante o período 00:00 UTC 10/03/2002 até 00:00 UTC 14/03/2002.....   | 120 |
| Figura 5.11: Evolução temporal da taxa de precipitação ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ) simulada pelo RAMS versus a observada para as cidades durante o período 00:00 UTC 10/03/2002 até 00:00 UTC 14/03/2002.....   | 121 |
| Figure 5.11: Evolução temporal da razão de mistura do conteúdo de água líquida (chuva+nuvens) simulada pelo RAMS versus a observada para as cidades de Bragança (a), Lisboa (b), Penhas Douradas (c) e Faro (d) durante o período 00:00 UTC 10/03/2002 até 00:00 UTC 14/03/2002.....  | 121 |
| Figura 5.12: Percentagem da área ardida (a) e o numero de fogos (b) para cada país mediterrâneo da EU. (Fonte: European Commission - Joint Research Centre).....  | 123 |
| Figura 5.13: distribuições distrital (a) e por regiões agrárias da ocorrência de incêndios e área ardida em Portugal, destacando área ardida em matos (amarelo) e povoamentos (verde) além da frequência de incêndios florestais (Fonte: Direcção Geral das Florestas – Divisão de Protecção e Conservação Florestal (DGF/DPCF))..... | 125 |
| Figura 5.14: Número de ocorrência e área ardida por distrito em 2002 (Fonte: (DGF/DPCF)).....   | 125 |
| Figura 5.15: Localização espacial das regiões afectadas pelos incêndios durante o período de 7 – 12 de Agosto de 2002.....  | 128 |
| Figura 5.16: domínio da malha simulada para o desenvolvimento do trabalho.....  | 130 |
| Figura 5.17: Linhas de Correntes médio em 1000 hPa (a) e 500 hPa (b), campos das anomalias para a temperatura em 1000 hPa (c) e 850 hPa (d); temperatura da superfície  |     |

|  |     |
|--|-----|
| do mar (e), pressão atmosférica (f) em 850 hPa e humidade relativa (g) em 1000 hPa para o mês de Agosto de 2003.....   | 133 |
| Figura 5.18: A distribuição geográfica das diferenças entre as temperaturas observadas e as temperaturas mínima (a) e máxima (b) correspondente aos valores das normais 1961-1990 para o mês de Agosto.....  | 134 |
| Figura 5.19. Campo médio da humidade relativa e vento simulado às 12:00 UTC pelo CATT-BRAMS durante o período.....   | 134 |
| Figura 5.20. Campo médio da temperatura do ar e vento simulado às 12:00 UTC pelo CATT-BRAMS durante o período.....   | 134 |
| Figura 5.21: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS da concentração do monóxido de carbono (CO), em ppb, com sobreposição do campo de vento no nível de 53 metros para resolução de 20 km.....   | 137 |
| Figura 5.22: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS da concentração do monóxido de carbono (CO), em ppb, com sobreposição do campo de vento no nível de 1100 metros para resolução de 20 km.....   | 137 |
| Figura 5.23: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do material particulado (PM <sub>2,5</sub> ), em $\mu\text{g.m}^{-2}$ , com sobreposição do campo de vento para resolução de 20 km.....  | 137 |
| Figura 5.24: Evolução temporal das concentrações de monóxido de carbono (ppb) com sobreposição do campo e do material particulado PM <sub>2,5</sub> em $\mu\text{g.m}^{-2}$ , para os distritos que foram atingidos pelos incêndios durante o período de 7 – 12 de Agosto de 2002..... | 140 |
| Figura 6.1: Esquematisação das etapas das simulações numéricas utilizando o RAMS/HYPACT.....   | 150 |
| Figura 6.2: (a) domínios das três malhas utilizadas no modelo RAMS/HYPACT para o desenvolvimento do trabalho e (b) representação tridimensional da topografia da área de estudo.....   | 151 |
| Figura 6.3: distribuição das emissões de material particulado (PM <sub>10</sub> ) pela Termoeléctrica do Barreiro no período de 2000, destacando o evento seleccionado ocorrido em 09/11/2000.....   | 152 |
| Figura 6.4: Distribuição de frequências da direcção do vento, em %, para o mês de Novembro de 2000 na Termoeléctrica do Barreiro (38°40'382"N; 09°03'00"W).....  | 154 |
| Figura 6.5: Topografia gerada pelo modelo RAMS para as resoluções de 8km (a) e 2km (b), valores de altitude para a malha com espaçamento de 2Km (c) e (d) perfil topográfico à latitude de 38°40'382"N para a região de Barreiro (indicada pelo símbolo $\Delta$ em (b)).....          | 156 |

|  |     |
|--|-----|
| Figura 6.6: Campo médio do vento ( $m.s^{-1}$ ) e topografia gerada pelo modelo para a malha 3 (2 km) às 15:00HL (a) com velocidade média de $10 m.s^{-1}$ e 18:00HL (b) com média de $6m.s^{-1}$ . A localização da Termoelétrica do Barreiro é indicada pelo símbolo $\Delta$ .....  | 157 |
| Figura 6.7: Cartas sinópticas para o período de 8 – 10 de Novembro de 2000.....  | 159 |
| Figura 6.8: Imagens no infravermelho obtidas do AVHRR/NOAA no canal 9 para os seguintes horários e dias: (a) 16:35 UTC do dia 08/11/2000, (b) 12:56 UTC e (c) 16:35 de 09/11/2000.....   | 160 |
| Figura 6.9: Diagramas de Hovmoller à latitude de $38^{\circ}N$ para o período das 18:00 UTC de 08/11/200 a 06:00 UTC de 10/11/2000 para as seguintes variáveis: pressão e vento aos 1000 hPa (a), 850 hPa (b) e 500 hPa (c), humidade relativa e vento aos 1000 hPa (d), 850 hPa (e) e 500 (f), temperatura e vento aos 1000 hPa (g), 850 hPa (h) e 500 hPa (i)..... | 162 |
| Figura 6.10: Variações temporais observadas e modeladas da direcção (a) velocidade do vento (b), humidade relativa (c) e temperatura (d), respectivamente, para o evento de 09/11/2000 no Barreiro ( $09^{\circ}03'W$ ; $38^{\circ}40'38"N$ ).....   | 163 |
| Figura 6.11: Perfis verticais simulados pelo RAMS para o evento de 09/11/2000. As cores indicam os respectivos horários: róseo (06:00 UTC), vermelho (09:00 UTC), amarelo (12:00 UTC), verde (15:00 UTC) e preto (18:00 UTC).....  | 165 |
| Figura 6.12: Evoluções temporais simuladas pelo RAMS da energia cinética turbulenta (ECT) em $m^{-2}.s^{-2}$ (a) e do conteúdo de água líquida em $g.kg^{-1}$ (b) para o evento de 09/11/2000.....   | 166 |
| Figura 6.13: Evolução temporal da dispersão da concentração do material particulado ( $Pm_{10}$ ), em $\mu g.m^{-2}$ com o campo médio da direcção do vento ( $m.s^{-1}$ ) a nível de 105 metros acima da superfície, simulado pelo RAMS/HYPACT para o evento de 09/11/2000. A localização da Termoelétrica de Barreiro é indicada pelo símbolo $\Delta$ .....       | 169 |
| Figura 7.1: Esquematização das etapas das simulações numéricas para obter o transporte de gases e partículas emitidas durante o processo da queima.....  | 180 |
| Figura 7.2: Domínios das três malhas utilizadas no modelo CATT-BRAMS.....  | 181 |
| Figura 7.3: Percentagem (%) de área ardida (a) e numero de fogos (b) para a região mediterrânea dos países em 2003. (Fonte: European Commission - Joint Research Centre)   | 182 |
| Figura 7.4: distribuições distrital (a) e por regiões agrárias (b) dos incêndios em Portugal, destacando área ardia em matos (amarelo) e povoamentos (verde) além da frequência de incêndios florestais (Fonte: DGF/DPCF (Direcção Geral das Florestas – Divisão de Protecção e Conservação Florestal).....  | 183 |
| Figura 7.5: Distribuição mensal dos incêndios florestais e área ardida (ha) para o período de 1 de Janeiro a 31 de Outubro de 2003. (Fonte: DGF/DPCF).....   | 185 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 7.6: Incêndios com área igual ou superior a 500 ha (a) e igual ou superior a 50 ha (b) digitalizados a partir dos levantamentos efectuados no terreno pelas brigadas do CNGF (Fonte da Informação: CNGF; DSF/DRA e DGSJ/DGF).....  | 186 |
| Figura 7.7: Linhas de correntes médio em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), campos das anomalias para a temperatura em 1000 hPa (c) e 850 hPa (d); temperatura da superfície do mar (e), pressão atmosférica (f) em 850 hPa, altura do geopotencial (g) em 500 hPa e humidade relativa (h) em 1000 hPa para o período de 25/07 – 25/08 de 2003..... | 190 |
| Figura 7.8: Valores extremos de temperatura máxima (a) e mínima (b) diária para o período de 1 a 14 de Agosto de 2003 (Fonte: Instituto de Meteorologia (IM)).....  | 191 |
| Figura 7.9: Temperatura máxima do ar (a) e mínima (b) registada em regiões de Portugal, comparando 2003 com o valor médio (1961-1990) e maior valor observado anteriormente para o período de 1 a 14 de Agosto de 2003. (Fonte: IM).....  | 192 |
| Figura 7.10: Imagens de satélite obtidas pelo sensor MODIS/TERRA para o período analisado ilustrando a detecção dos focos de incêndios nas regiões ardidas em vermelho.....   | 194 |
| Figura 7.11: Localização dos distritos afectados pelos incêndios que ocorreram no período de 7-14 de Agosto de 2003.....  | 194 |
| Figura 7.12: Cartas de superfície do campo de pressão observado para o período.....   | 196 |
| Figura 7.13: Imagens de satélites do METEOSAT, no infravermelho, para o período de 7-12 de Agosto de 2003 às 12:00 UTC, caracterizando um período pouco nublado para Portugal Continental.....  | 197 |
| Figura 7.14: Evolução temporal da temperatura e humidade relativa com a sobreposição do vento em altura modelada para os distritos afectados no período de 7-12 de Agosto de 2003.....  | 199 |
| Figura 7.15: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do monóxido de carbono (CO), em ppb, com a sobreposição do campo do vento na altitude de 53 metros acima da superfície para resolução da malha 1 (80 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.....   | 203 |
| Figura 7.16: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do monóxido de carbono (CO), em ppb, com a sobreposição do campo do vento na altitude 1100 metros acima da superfície para resolução da malha 1 (80 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.....  | 204 |
| Figura 7.17: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do material particulado (PM <sub>2.5</sub> ), em $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , integrada na coluna atmosférica com a sobreposição do campo do vento para resolução da malha 1 (80 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.....  | 205 |
| Figura 7.18: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do monóxido de carbono (CO), em ppb, com a sobreposição do campo do vento na altitude de 53 metros  |     |

|  |     |
|--|-----|
| acima da superfície para resolução da malha 2 (20 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.....   | 209 |
| Figura 7.19: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do monóxido de carbono (CO), em ppb, com a sobreposição do campo do vento a altitude de 1100 metros acima da superfície para resolução da malha 2 (20 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.....   | 210 |
| Figura 7.20: Simulações numéricas obtidas pelo CATT_BRAMS da concentração e transporte do material particulado (PM <sub>2.5</sub> ), em $\mu\text{g.m}^{-2}$ , integrada na coluna atmosférica com a superposição do campo do vento para resolução da malha 2 (20 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003..... | 211 |
| Figura 7.21: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do monóxido de carbono (CO), em ppb, com a sobreposição do campo do vento na altitude de 53 metros acima da superfície, para malha 3 (5 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.....   | 218 |
| Figura 7.22: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do monóxido de carbono (CO), em ppb, com a sobreposição do campo do vento na altitude de 1100 metros acima da superfície para resolução da malha 3 (5km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.....  | 219 |
| Figura 7.23: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS da concentração e transporte do material particulado (PM <sub>2.5</sub> ), em $\mu\text{g.m}^{-2}$ , integrada na coluna atmosférica com a sobreposição do campo do vento para resolução da malha 3 (5km), durante o período de ocorrência de incêndios..... | 221 |
| Figura 7.24: Espessura óptica atmosférica, no canal 550 nm, obtida do produto de aerossol operacional do MODIS para o período de 7 - 12 de Agosto de 2003. A barra vertical indica os valores de espessura óptica atmosférica.....   | 223 |
| Figura 7.25: Concentração de massa, em $\text{mg.m}^{-2}$ , obtida do produto de aerossol operacional do MODIS para o período de 7 - 12 de Agosto de 2003. A barra vertical indica os valores de concentração de massa.....  | 224 |
| Figura 7.26: Campos simulados para evolução temporal da concentração de monóxido de carbono (ppb) com as linhas de correntes do fluxo do ar em altitude (metros) para os distritos que foram atingidos pelos incêndios durante o período de 7 – 12 de Agosto de 2003.....  | 225 |
| Figura 7.27: Campos simulados para evolução temporal dos perfis do conteúdo de material particulado PM <sub>2.5</sub> ( $\mu\text{g.m}^{-2}$ ), integrado em uma coluna atmosférica, para os distritos que foram atingidos pelos incêndios durante o período de 7 – 12 de Agosto de 2003.....                          | 226 |
| Figura 8.28: Evoluções temporais da espessura óptica do aerossol nos canais 440nm e 870nm, do coeficiente de Angstrom e da concentração do PM <sub>2.5</sub> , em $\mu\text{g.m}^{-2}$ , simulado  |     |

pelo CATT-BRAMS em Évora (38.5678°N; 7.9115°W) para o período de 7 a 12 de Agosto de 2003.....228

Figura 8.29: Evoluções temporais da espessura óptica do aerossol nos canais 440nm e 870nm, do coeficiente de Angstrom e da concentração do PM<sub>2.5</sub>, em µg.m<sup>-2</sup>, simulado pelo CATT-BRAMS em El Arenosillo (37.105°N; 6.73347°W) para o período de 7 a 12 de Agosto de 2003.....229

Apêndice 2 - Figura 1.....269

# Lista de tabelas

---

|   |     |
|---|-----|
| Tabela 2.1: Interpretação do comprimento de Monin-Obukhov com relação à estabilidade.....   | 30  |
| Tabela 2.2: Categorias de estabilidade de Pasquill-Gifford (Fonte: Seinfeld e Pandis, 1998, Schnelle e Dey, 2000).....  | 39  |
| Tabela 4.1: Classes de solo e os valores constantes correspondente para $k_f, \psi_f, \eta_f$ e $b$ no modelo RAMS.....   | 85  |
| Tabela 4.2: Tipo de vegetação e superfície disponível no modelo RAMS.....   | 94  |
| Tabela 4.3: opções de tratamento da topografia disponíveis na versão 4.3 do RAMS.....   | 103 |
| Tabela 5.1: Características e opções do modelo RAMS utilizadas nas simulações.....  | 113 |
| Tabela 5.2: Características da malha horizontal.....  | 113 |
| Tabela 5.3: Características da malha vertical.....  | 114 |
| Tabela 5.4: Perfil vertical heterogéneo de humidade inicial do solo.....  | 114 |
| Tabela 5.5: Valores médios da água precipitável (mm) durante o período de 11-12/03/2002.....  | 117 |
| Tabela 5.6: Distribuição do numero de ocorrências de incêndios e área ardida por Distrito que atingiram Portugal Continental no ano 2002.....                               | 126 |
| Tabela 5.7: Distribuição mensal do numero de ocorrência e área incêndios que ocorreram em Portugal Continental entre o período de 1 de Janeiro a 31 de Outubro de 2003..... | 127 |
| Tabela 5.8: Regiões e áreas afectadas pelos incêndios durante o período de 7 a 12 de Agosto de 2002.....  | 127 |
| Tabela 5.9: Principais configurações usadas no modelo nas simulações.....   | 129 |
| Tabela 6.1: Características e opções do modelo RAMS utilizadas nas simulações.....  | 148 |
| Tabela 6.2: Características da malha horizontal.....  | 149 |
| Tabela 6.3: Características da malha vertical.....  | 149 |

|  |     |
|--|-----|
| Tabela 6.4: Distribuição de frequências relativas para 7 horários no mês de Novembro de 2000, da direcção do vento na Termoelétrica do Barreiro (38°40'382"N; 09°03'00"W)..... | 153 |
| Tabela 7.1: Média dos factores de emissão (Fonte: Ward et al., 1992).....  | 174 |
| Tabela 7.2: quantidade de biomassa acima do solo e fracção efectivamente queimada em regiões de floresta (Fonte: Ward et al., 1992).....                                       | 174 |
| Tabela 7.3: Parametrização da taxa de emissão de um composto por unidades de área queimada em floresta.....  | 174 |
| Tabela 7.4: Características e opções do modelo RAMS utilizadas nas simulações.....   | 178 |
| Tabela 7.5: Característica da malha horizontal.....  | 180 |
| Tabela 7.6: Características da malha vertical.....   | 180 |
| Tabela 7.7: Distribuição distrital dos incêndios que atingiram Portugal Continental no período entre 1 de Janeiro a 31 de Outubro de 2003.....                                 | 184 |
| Tabela 7.8: Distribuição mensal dos incêndios que ocorreram em Portugal Continental entre o período de 1 de Janeiro a 31 de Outubro de 2003.....                               | 185 |
| Tabela 7.9: Regiões e áreas ardidas afectadas por incêndios durante o período de 7-12 Agosto 2003 (Fonte: DSVPF/DGF).....  | 193 |

# Lista de Abreviaturas

---

|            |  |
|------------|--|
| AERONET    | Aerosol Robotic Network  |
| AVHRR      | Advanced Very High Resolution Radiometer.  |
| AVN/NCEP   | Aviation run of the National Centers for Environmental Prediction<br>Global Spectral Model           |
| CALMET     | CALifornian METeorological model   |
| CALPUFF    | CALifornian PUFF model   |
| CATT-BRAMS | Coupled Aerosol and Tracers Transport model to the Brazilian<br>Regional Atmospheric Modeling System |
| CLA        | Camada Limite Atmosférica  |
| DGF        | Direcção Geral das Florestas   |
| DGRF       | Direcção Geral dos Recursos Florestais.  |
| DGSI       | Direcção Geral dos Serviços de Informática   |
| DPCF       | Divisão de Protecção e Conservação Florestal   |
| DRA        | Direcção Regional do Ambiente  |
| DRALVT     | Direcção Regional do Ambiente de Lisboa e Vale do Tejo   |
| DSF        | Direcção dos Serviços Florestais   |
| DSVPF      | Divisão dos Serviços de Valorização do Património Florestal  |
| EDGAR      | Emission Database for Global Atmospheric Research  |
| GrADS      | Grid Analysis and Display System   |
| HDF        | Hierarchical Data Format   |
| HYPACT     | HYbrid Particle And Concentration Transport  |
| IGBP       | International Geosphere Biosphere Programme  |

|        |   |
|--------|---|
| ISAN   | ISentropic ANalysis package                     |
| LEAF-2 | Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model –2.    |
| LES    | Large Eddy Simulation                           |
| MODIS  | MODerate – resolution Imaging Spectroradiometer |
| MOPITT | Measurements of Pollution In The Troposphere    |
| MPF    | Material particulado fino                       |
| MPG    | Material particulado grosso                     |
| NCEP   | National Centers for Environmental Prediction   |
| NCA    | Nível de Condensação por Ascensão               |
| NCAR   | National Center for Atmospheric Research        |
| NOAA   | National Oceanic and Atmospheric Administration |
| RAMS   | Regional Atmosphere Modeling System             |
| RMSP   | Região Metropolitana de São Paulo               |
| SDS    | Scientific Data Set                             |
| TOMS   | Total Ozone Mapping Spectrometer                |
| TSM    | Temperatura da Superfície do Mar                |
| USFS   | United States Forest Service                    |
| USGS   | United States Geological Survey                 |

# 1. Introdução

---

A importância da investigação da dispersão e do transporte de poluentes na atmosfera tornou-se evidente com o aumento das emissões motivadas pelo aperfeiçoamento tecnológico e o crescimento populacional ocasionando um aumento gradual do consumo de energia, na alimentação e da produção industrial, gerando impactes ambientais em escala local e global. Esta circunstância levou a comunidade científica, nas últimas décadas, a procurar conhecer as condições atmosféricas favoráveis ou desfavoráveis à dispersão de poluentes de fontes distintas e os efeitos de altas concentrações no homem e no ambiente, contribuindo para definir estratégias que possibilitem, nos níveis urbanos regionais e global, reduzir os efeitos negativos no equilíbrio dos ecossistemas. Portanto, uma melhor compreensão destes processos pode proporcionar um melhor controlo e gerenciamento da qualidade do ar.

## 1.1 - Considerações gerais sobre os poluentes atmosféricos

A atmosfera é um sistema constituído por gases e partículas, que mantém um equilíbrio entre processos físico e químico. A concentração real do poluente depende tanto dos mecanismos de dispersão como de sua produção e remoção. Em áreas urbanas, industriais e aquelas atingidas por incêndios, além da presença de componentes naturais na Troposfera, são lançados para a atmosfera gases e partículas poluentes que em determinadas condições meteorológicas, como pressão atmosférica, humidade, temperatura e radiação solar podem reagir formando novos poluentes, contribuindo para a deterioração da qualidade do ar de forma acentuada. Estas substâncias ou o produto de suas reacções encontram seu destino num sorvedouro, como o Oceano ou alcançam um receptor, como o homem.

Considera-se uma substância como poluente, quando esta substância atinge na atmosfera níveis de concentração cujos efeitos podem ser prejudiciais ao homem, plantas e animais,

além de poder provocar danos materiais. Poluição é, portanto, uma agressão à natureza, ao meio ambiente em que o homem vive. Os poluentes atmosféricos podem ser encontrados nas três fases da matéria: sólida, líquida e gasosa, sendo que, nos dois primeiros casos os poluentes se designam por material particulado ou partículas de aerossol atmosférico e o último, de gases. A complexidade dos ciclos poluentes é resultado de muitas interações, especialmente entre a química atmosférica e os processos meteorológicos (Seinfeld e Pandis, 1998).

Segundo a sua origem, os poluentes podem ser classificados como poluentes primários ou naturais, originados nas próprias fontes emissoras (poeiras transportadas pelo vento, animais e vegetais em decomposição, emissões vulcânicas, incêndios florestais, poeira cósmica, evaporação natural, vegetação e pulverizadores de sal marinho) e poluentes secundários ou antropogênicos, produzidos na atmosfera pela reação entre dois ou mais poluentes primários ou pela reação com constituintes atmosféricos (processamento de recursos minerais a altas temperaturas, como carvão, óleo, e combustão de gás em termoeletricas e industriais, fabrico de cimento e fontes de poluição de ar no interior de edifícios).

As partículas de aerossol apresentam-se de variadas formas e é comum encontrar na literatura distribuições de número, área superficial e volume por intervalos de classe de diâmetro ou de volume do particulado. Entretanto, a maioria das partículas que compõem o aerossol não são perfeitamente esféricas e neste caso, utiliza-se o conceito de diâmetro aerodinâmico ( $D_p$ ), definido como o diâmetro de uma partícula hipotética (esférica), de densidade unitária com a mesma velocidade terminal da partícula em questão.

Whitby (1972a, 1972b, 1978) classificou a fracção do aerossol atmosférico em três grupos distintos de partículas. Partículas com diâmetro aerodinâmico ( $D_p$ ) maior que 2,5  $\mu\text{m}$  foram definidas como partículas grossas e aquelas com  $D_p$  menor que 2,5  $\mu\text{m}$ , como partículas finas. A moda das partículas finas geralmente inclui a maior parte do número total de partículas.

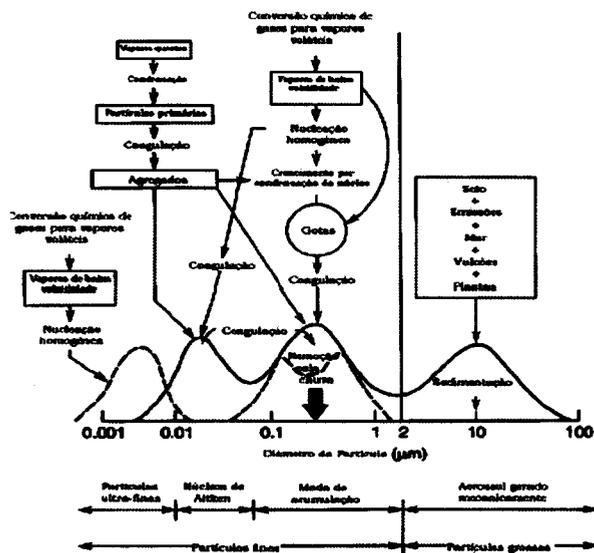


Figura 1.1: Esquema da distribuição de tamanho do aerossol atmosférico. A hipótese original é mostrada pela linha sólida, com três modas. A quarta moda e os dois picos por vezes observados na moda de acumulação são mostrados pelas linhas pontilhadas (adaptado de Finlayson-Pitts e Pitts, 2000).

A moda das partículas finas pode ser dividida em partículas com  $D_p$  entre  $\sim 0,08$  e  $1-2 \mu\text{m}$ , conhecidas como moda de acumulação, e aquelas com  $D_p$  entre  $0,01$  e  $0,08 \mu\text{m}$ , como moda de núcleos de Aitken. Esta distribuição original de Whitby é mostrada pela linha sólida na Figura 1.1. Com avanços tecnológicos na área de medição de partículas, as partículas ultrafinas ( $D_p < 0,01 \mu\text{m}$ ) vêm sendo cada vez mais estudadas. Desta forma, uma quarta moda, resultante dos processos de nucleação, pode ser adicionada à distribuição de tamanho das partículas, como mostra a linha pontilhada na figura 1.1.

O aerossol urbano é uma mistura de partículas primárias (emitidas directamente pelas fontes industriais), partículas transportadas de outras localidades, geração de poeira e partículas provenientes do mecanismo de conversão gás-partícula. A sua distribuição de número é denominada por partículas menores que  $0,1 \mu\text{m}$ , enquanto que a distribuição de área de superfície encontra-se num intervalo de diâmetros entre  $0,1$  e  $0,5 \mu\text{m}$ . Além disso, a distribuição de volume (ou massa) apresenta em geral, duas modas distintas; uma moda fina de acumulação e a moda grossa (Seinfeld e Pandis, 1998; Jaenicke et al., 1976).

A composição química depende de sua origem, idade e evolução e o espectro pode ser classificado em dois grupos, baseando-se no tamanho das partículas e nas espécies químicas dominantes. Essas partículas são importantes nos processos físicos e químicos que ocorrem na atmosfera e no encontro de soluções para controlo da poluição do ar.

O diâmetros das partículas de fumo que permanecem na atmosfera por diversos dias após a emissão, tem a tendência para aumentar de aproximadamente duas vezes em relação ao que Reid et al. (1998) encontraram para partículas de fumo recém emitidas. Os resultados

indicam que a idade das partículas emitidas dita os principais mecanismos responsáveis por este crescimento. Para períodos de 1 a 4 dias, os processos de coagulação e condensação/conversão gás-partícula contribuem igualmente para o crescimento das partículas. Para períodos maiores, a coagulação é o único mecanismo significativo de crescimento das partículas. As propriedades ópticas das partículas de fumo envelhecidas são, também, diferentes das propriedades das partículas de fumo recém emitidas. A eficiência mássica de espalhamento das partículas e o albedo simples aumentam com o envelhecimento, enquanto que o coeficiente de Angstrom, taxa de retro-espalhamento e a eficiência mássica de absorção diminuem (Reid et al., 1998).

## 1.2 - Os poluentes e seus efeitos no meio ambiente

Frequentemente, é necessário um longo período de avaliação antes que se possa demonstrar o efeito nocivo causado por um determinado poluente, levando-se em consideração o tempo de exposição e a concentração do mesmo. A fonte ou fontes desse poluente devem ser nitidamente determinadas, estabelecendo-se a dispersão em diferentes condições meteorológicas e o estudo do seu possível impacte sobre o ecossistema local.

Partículas mais grossas ficam retidas no nariz e na garganta, provocando incómodo e irritação, além, de propiciar resfriados. Poeiras mais finas podem causar danos às partes internas do aparelho respiratório, carregando partículas e outros poluentes para os alvéolos pulmonares, provocando efeitos mais severos do que os causados pelos poluentes de forma isolada. Caso as pessoas permaneçam em locais poluídos por material particulado, ficam mais vulneráveis a uma crise aguda de doenças respiratórias, conforme Direcção Regional do Ambiente de Lisboa e Vale do Tejo (DRALVT; 1999). Do ponto de vista da saúde humana, as partículas mais nocivas são aquelas com diâmetros menores que  $2,5\mu\text{m}$  compostas de sulfato, nitrato e carbono orgânico (Ito et al., 2003; Urch et al., 2003).

Partículas presentes no fumo das queimadas também afectam a saúde humana, pois sua inalação pode resultar em várias doenças respiratórias que requerem internamento hospitalar (Arbex, 2001; Diaz et al., 2002; Ribeiro e Assunção, 2002). Os indicadores de poluição por gases e partículas em regiões sujeitas às queimadas frequentemente atingem

valores muito superiores àqueles registados em grandes centros urbanos (Schafer et al., 2002; Capozzoli; 2002). Em escalas locais e regionais, as queimadas tem importante papel ecológico, pois podem levar à exclusão, aumento ou diminuição das populações, dependendo do regime de queima ao qual são submetidas e da capacidade dos organismos de conviver com o fogo (Ramos-Neto, 2000).

As queimadas actuam directamente no ciclo de nutrientes, pois, com a combustão da vegetação, grande quantidade deles são subitamente consumidas nas camadas superficiais do solo. O fumo pode transportar nutrientes por milhares de quilómetros, subtraindo-os de um ecossistema e depositando-os em outros, muitas vezes no mar, além de aumentar a exposição do solo à acção erosiva e assim, contribuir para o assoreamento dos rios (Artaxo et al., 2003; Whelan, 1995; Ehrlich et al., 1997; Inbar et al., 1998; Ramos-Neto, 2000).

O material particulado originado de queimadas pode reduzir até 40% a radiação fotossintética activa que chega à superfície, conforme medidas realizadas durante a estação seca da Amazónia (Eck et al., 1998; Schafer et al., 2002; Pivetta, 2003). Se esse efeito for prolongado, ocorrerá redução da taxa de fotossíntese e, portanto, da fixação de carbono, com impactes ainda desconhecidos na vegetação natural e na agricultura (Davies e Unam, 1999; Schafer et al., 2002). Pivetta (2003) ressalta que a luz que consegue atravessar a espessa camada de fumo chega à superfície alterada, pois a quantidade de radiação directa cai frequentemente a um terço do normal ao passo que a radiação difusa pode aumentar em até sete vezes. Há evidências de que as partículas presentes no fumo inibem a ocorrência de chuvas, pois aumentam o número de núcleos de condensação das nuvens, resultando em gotículas com peso insuficiente para precipitar (Rosenfeld, 1999; Artaxo et al., 2003).

### 1.3 - Objectivos e roteiro do trabalho proposto

O objectivo deste trabalho é o estudo do transporte de gases e partículas emitidos para a atmosfera por diferentes fontes e condições meteorológicas recorrendo à modelação numérica da seguinte forma:

- ❖ Estudar a dispersão de poluentes emitido por uma fonte pontual contínua e elevada em uma das regiões industriais de Portugal, no caso a que corresponde à Central

Termoelétrica de Barreiro (09°03'W; 38°40'38"N) e relacionar o seu comportamento com as condições sinópticas, além das circulações atmosféricas locais na região de interesse. Para analisar a dispersão de poluentes a partir de fonte pontual, será utilizado o RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) juntamente com o modelo HYPACT (HYbrid Particle And Concentration Transport);

❖ Portugal foi assolado por uma onda de calor de características adversas, à qual se associou uma vaga de incêndios florestais perfeitamente excepcional no Verão de 2003, não só pela concentração do número de ocorrências registado, mas principalmente pela violência com que cada situação se desenvolveu, provocando um rasto de destruição para a vida e bens da população das áreas atingidas, além do património florestal e conseqüentemente, para a economia do País. Desta forma, pretende-se analisar o transporte atmosférico e evolução das partículas e gases inertes emitidos pelos incêndios que ocorreram durante a onda de calor em Agosto de 2003, além de estudar os padrões sinópticos associados para o início e a manutenção das queimadas que ocorreram e assim, identificar a situação crítica para o desenvolvimento de um possível foco ou focos de queimadas. Para tal objectivo será utilizado o modelo CATT-BRAMS (Coupled Aerosol and Tracers Transport model to the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System).

Este trabalho está apresentado em oito capítulos de modo que sua abrangência envolve todos os pontos dos objectivos propostos. Nos próximos capítulos são apresentados alguns importantes conceitos relacionados à atmosfera e seus fenómenos com a descrição dos principais factores meteorológicos que influenciam a dispersão dos poluentes e o transporte das emissões de incêndios e seu impacte no meio ambiente serão discutidos nos capítulos 2 e 3, respectivamente. O capítulo 4 trata da descrição do modelo atmosférico RAMS e de suas opções e parametrizações utilizadas no trabalho. Em seguida, será apresentado no capítulo 5, testes de sensibilidade para verificar o comportamento dos modelos utilizados em diferentes situações meteorológicas. Os dados, a metodologia e resultados para o estudo da dispersão de poluentes a partir de fonte pontual utilizando os modelos RAMS/HYPACT será apresentado no capítulo 6 e o 7 corresponde aos modelos CATT-BRAMS para o estudo do transporte de poluentes originados dos incêndios e finalizando no capítulo 8, será apresentado um sumário e as conclusões, além das referências bibliográficas.

A determinação quantitativa do impacto ambiental das descargas regulares de poluentes na atmosfera sobre a qualidade do ar deve relacionar as concentrações dos contaminantes a jusante (com relação à direcção do vento) da fonte emissora com as taxas de emissão. Em se tratando de estudos prévios à instalação, estes só podem ser feitos através de experimentos, utilizando modelos físicos, ou teoricamente, utilizando modelos matemáticos. Assim, a contribuição deste trabalho, visa desenvolver, mediante a modelação numérica, a previsão dos campos de concentração de poluentes emitidos por diferentes tipos de fontes (no caso, chaminé e dos incêndios) em terreno de topografia variável, a possibilidade de monitoramento da qualidade do ar associados com sistemas meteorológicos, ou seja, condições meteorológicas extremas que determinam uma melhor ou pior dispersão e o transporte de poluentes no momento da liberação do contaminante para a atmosfera, fornecendo avisos para a comunidade em geral, sobre os riscos previstos para a saúde pública, uma vez que, a previsão dos níveis de concentração de poluentes é um requisito indispensável para determinar possíveis danos a serem provocados por novas fontes ou mesmo por fontes existentes a serem modificadas. E neste âmbito, a modelagem matemática é uma ferramenta importante para a obtenção (cálculo) dessas previsões. Além disso, o monitoramento da qualidade do ar, embora não actue directamente no combate à poluição, tem papel indispensável como fornecedor de dados para a avaliação da qualidade baseado nos níveis de concentração de poluentes medidos em campo. Também esses dados, quando devidamente processados e documentados, são extremamente úteis para a validação de modelos experimentais ou teóricos, ou mesmo para a construção de modelos matemáticos estatísticos.

Assim, através das análises numéricas realizadas, pode-se desenvolver uma montagem experimental dos sistemas de modelação RAMS/HYPACT e CATT-BRAMS com a possibilidade de funcionar em tempo real, disponibilizando previsões de até 72 horas na Internet, dado pela performance computacional e a qualidade dos resultados obtidos com assimilação dos dados (estação meteorológica em superfície, análises de modelos globais, detecção remota, através de programas em Fortran adaptados para as condições da área de estudo), considerando os fenómenos físicos relevantes ao problema da dispersão, via parametrizações em termos fontes das equações ou nas condições de contorno.

## 2. Meteorologia e a dispersão atmosférica

---

A concentração de uma determinada substância na atmosfera varia no tempo e no espaço em função de reacções químicas e/ou fotoquímicas, fenómenos de transporte, factores meteorológicos e a topografia da região. Portanto, as análises dos dados meteorológicos, a definição dos períodos críticos, o monitoramento dos poluentes e a modelação matemática para simulação da qualidade do ar são as ferramentas principais para o planeamento de novas actividades industriais e o estabelecimento de planos de controlo de poluição do ar (Oliveira et al., 1996).

Os principais factores meteorológicos que influenciam na dispersão de poluentes são os ventos ( direcção e velocidade), a intensidade da inversão de altitude, efeitos topográficos, movimento vertical devido aos sistemas de pressão e a turbulência, além das condições de estagnação atmosférica que estão relacionadas com os efeitos de escala local como, por exemplo, a interacção entre as fontes emissoras e o microclima da região (Zanneti, 1974 e 1990). A seguir é feita uma descrição de uma série de fenómenos que influenciam a dispersão e o transporte dos poluentes emitidos para a atmosfera.

### 2.1 - Escalas de Movimento

Os fenómenos meteorológicos que actuam no processo de dispersão o fazem obedecendo a uma sequência de escalas de movimento em função da dinâmica da atmosfera (Oliveira et al., 1996). Essas escalas são: a sinóptica, a mesoescala e a microescala.

a) **Escala Sinóptica:** A essa escala estão associados os movimentos do ar resultantes da circulação geral da atmosfera, interagindo com as massas de ar como os sistemas frontais, os anticiclones (altas pressões) e as baixas pressões na troposfera, tendo extensão horizontal que varia entre 100 a 3.000 km. Os efeitos dessa escala sobre a poluição podem ser classificados de duas formas: a condição favorável à dispersão (baixas pressões, frentes) e a condição desfavorável à dispersão (altas pressões

estacionárias no Inverno e as inversões térmicas que inibem a dispersão vertical, reduzindo a velocidade do vento e aumentando as horas de calmaria).

Os anticiclones migratórios podem ter um efeito significativo no arejamento das grandes cidades. O ar estacionário, associado com os anticiclones migratórios, pode resultar em elevados níveis de poluição com implicações potencialmente perigosas para a saúde pública. Desastres de poluição do ar no Vale Meuse em 1931, Donora em 1948 e Londres em 1952 e 1956 foram causados por anticiclones estacionários.

A corrente de jacto tem influência considerável na dispersão e remoção de poluentes da atmosfera. Associada com a corrente de jacto estão áreas de descontinuidades entre a troposfera e a estratosfera e é, por causa desta descontinuidade, que o material particulado originada a partir de emissões de vulcões é removido. A dispersão e remoção de poluentes da troposfera são fortemente influenciados pela migração de precipitações produzidas por sistemas depressionários, pois a corrente de jacto intensifica à superfície essas depressões e influencia a sua velocidade e direcção.

b) **Mesoescala:** São os movimentos que incluem as brisas marítima e terrestre, circulação dentro de vales e os fenómenos do efeito de ilhas de calor. Os fenómenos dessa escala que influenciam a qualidade do ar local são variações diurnas da estabilidade atmosférica e a topografia regional. A extensão horizontal dessa escala é da ordem de 100 km e na vertical é de dezenas de metros até 1 km acima do solo. Os principais parâmetros meteorológicos que actuam nesse processo são as inversões térmicas de baixa altitude, a variação diária da altura da mistura e a taxa de ventilação horizontal dentro dessa camada. Em muitos casos, centrais térmicas situam-se em regiões costeiras de oceanos ou lagos. Neste caso, os efluentes gasosos das chaminés dispersam-se sobre a costa durante o dia e podem estar sujeitas a fumigação (ocorrendo um movimento muito rápido de mistura quando turbilhões, gerados por turbulência térmica (item 2.4), começam a atingir as plumas).

c) **Microescala:** Incluem os movimentos resultantes dos efeitos das edificações das cidades e dos parques industriais, rugosidade das superfícies e a cobertura vegetal de diversos tipos de solo. Esses movimentos são responsáveis pelo transporte e difusão dos poluentes em um raio horizontal inferior a 10 km e entre 100 e 500 metros na vertical acima do solo. Nesses casos, a turbulência atmosférica é importante na trajectória das

plumas emitidas pelas fontes industriais, uma vez que a direcção e a velocidade do vento são totalmente dominadas pelas características topográficas e regionais em torno da fonte.

## 2.2 - Influência do vento

Os ventos são resultados das diferenças de pressão devido ao aquecimento ou arrefecimento da atmosfera, sendo uma grandeza vectorial e como tal, apresenta três componentes (x, y, z) e a sua resultante determina a direcção do vento em cada instante. A velocidade do vento aumenta de acordo com a altura, afectando de uma maneira mais directa a massa de poluentes emitidos pelas chaminés principalmente no momento inicial da mistura dos gases com a camada atmosférica. Próximo do solo os efeitos do atrito, que é proporcional com a rugosidade da superfície (montanhas, vales, rios, lagos, florestas, campos cultivados e construções) retardam o fluxo do ar assim como, uma mudança na direcção.

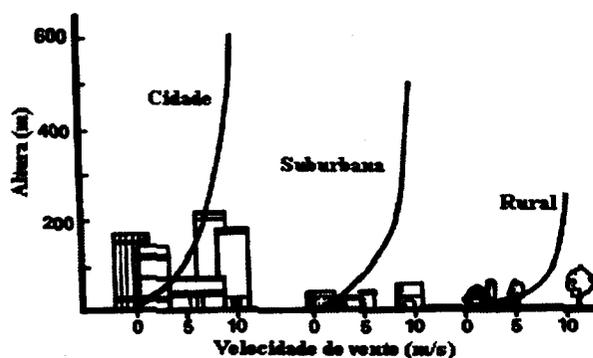


Figura 2.1: Relação entre a rugosidade de superfície e velocidade do vento com altura.

(Fonte: Turner, 1970).

O efeito da rugosidade da superfície na velocidade do vento como uma função da elevação sobre áreas urbanas, suburbanas e rurais são apresentados na figura 2.1. Observa-se que em superfícies irregulares associadas com aumento de áreas urbanas, a velocidade do vento são significativamente reduzidas.

A velocidade do vento também varia com a altitude em função da topografia e da hora do dia. Os fluxos de ar devem ser entendidos como um turbilhão, ou seja, uma quantidade de ar que se movimenta aleatoriamente flutuando do mesmo modo do que fluidos no interior de uma conduta, apesar de que, na atmosfera, os movimentos turbilhonares são maiores. O efeito dos turbilhões de magnitude diferentes sobre as plumas é apresentado na figura 2.2 em três situações distintas:

a) dispersão de pluma numa região de baixa turbulência: a pluma mover-se-à numa linha regular aproximadamente rectilínea com um ligeiro aumento gradual.

b) dispersão de pluma numa região muito turbulenta: se os turbilhões forem grandes quando comparado com as dimensões da pluma, esta crescerá em tamanho, mas mudará de direcção.

c) dispersão de pluma numa região de vários turbilhões: a atmosfera típica durante o dia tem uma infinidade de turbilhões e a pluma crescerá e mudará de direcção consoante o vento.

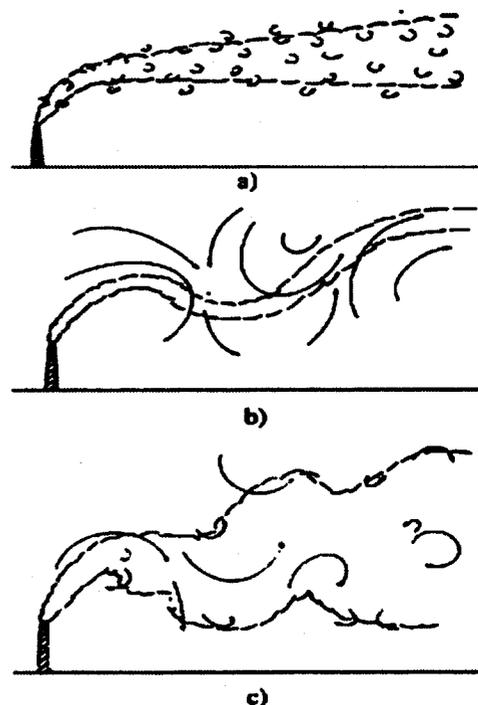


Figura 2.2: Aspectos da pluma de poluentes sob os efeitos de diferentes turbilhões de magnitude.

Os grandes turbilhões que aparecem frequentemente associados a turbulência térmica (item 2.4.2) durante o Verão provocam grande turbulência mas pouca dispersão. Ao contrário, os pequenos turbilhões aumentam o tamanho da pluma dispersando os poluentes lentamente. Os turbilhões mais eficazes na dispersão de plumas são aqueles que têm aproximadamente o tamanho das plumas. Em geral, a atmosfera apresenta uma grande variedade de tamanhos de turbilhões e as plumas dispersam-se, geralmente, segundo a direcção dos ventos. Naturalmente, quando se pretende prever o sentido da dispersão de poluentes é importante conhecer a direcção dos ventos.

### 2.3 - Camada Limite Atmosférica (CLA)

Com relação ao problema da dispersão atmosférica na microescala meteorológica (da ordem de alguns quilómetros), a região da atmosfera que influencia o transporte e a dispersão de poluentes é a chamada camada limite atmosférica (CLA) também denominada camada limite planetária (CLP) ou ainda camada de fricção. Dentro da CLA os ventos são influenciados pelo escoamento de ar acima e pelos efeitos de fricção, topografia, da natureza da cobertura de vegetação, intensidade do vento, emissão de

poluentes, movimentos verticais, da taxa de aquecimento e de resfriamento da superfície e da advecção de calor e de humidade. Os ventos na região acima da CLA, denominados de ventos geostróficos ou sinópticos, são governados pelo balanço entre o gradiente de pressão e a força de Coriolis, devido à rotação da Terra (Stull (1988), Peixoto (1992), Seinfeld (1998)).

Segundo Stull (1988) sobre o continente, a espessura da camada limite varia com o período do dia em resposta aos ciclos diurnos de aquecimento e resfriamento. A figura 2.3 mostra uma estrutura típica que se desenvolve ao longo de um dia. Os três componentes que mais se destacam nessa estrutura são a camada de mistura (*convective mixed layer*, durante o dia), a camada residual e a camada estável (durante a noite). A figura 2.4 mostra a variação dos perfis de temperatura potencial ao longo de um ciclo diário, correspondentes às horas do dia marcadas na figura 2.3. Em dia claro, o aquecimento da superfície continental e o conseqüente processo de mistura vertical levam ao aumento da espessura da CLA ( $h$ ), que compreende a região turbulenta adjacente ao solo com um máximo no período da tarde. À noite, o resfriamento radioactivo da superfície inibe o processo de mistura, conseqüentemente reduzindo a espessura da camada turbulenta ou camada de mistura (*mixing layer*).

Com o solo mais frio, há um fluxo de calor da atmosfera para este, originando um gradiente vertical positivo de temperatura, ou seja, uma camada de ar estavelmente estratificada próxima do solo. Esta camada, que é denominada de camada limite estável nocturna, cresce durante à noite. Quando amanhece, a superfície é aquecida pela radiação solar e sua temperatura cresce atingindo um máximo por volta das 12 às 14 horas. A camada de ar acima do solo recebe um fluxo de calor da superfície e se aquece também, resultando num gradiente vertical negativo de temperatura que vai anulando a camada estável nocturna. Esta nova camada instável formada tem nível de intensidade turbulenta alto (devido aos efeitos de cisalhamento e empuxo expressivos próximo ao solo) e aumenta de espessura durante todo o período matutino, acompanhando o aumento da temperatura do solo. À tarde a temperatura do solo começa a diminuir e também o faz a altura da camada turbulenta, com a presença de ventos e particularmente com nuvens espessas, a CLA é completamente turbulenta e sua altura é determinada pela velocidade do vento e a rugosidade da superfície.

Estas características podem ser alteradas por condições de tempo de larga escala cujos padrões de ventos e nuvens não estão vinculados às características locais de superfície ou ao ciclo diário de aquecimento. Usualmente, durante o dia, a altura da Camada Limite Atmosférica (CLA) é aproximadamente a mesma da camada de inversão e à noite, a camada de inversão pode se estender até o solo.

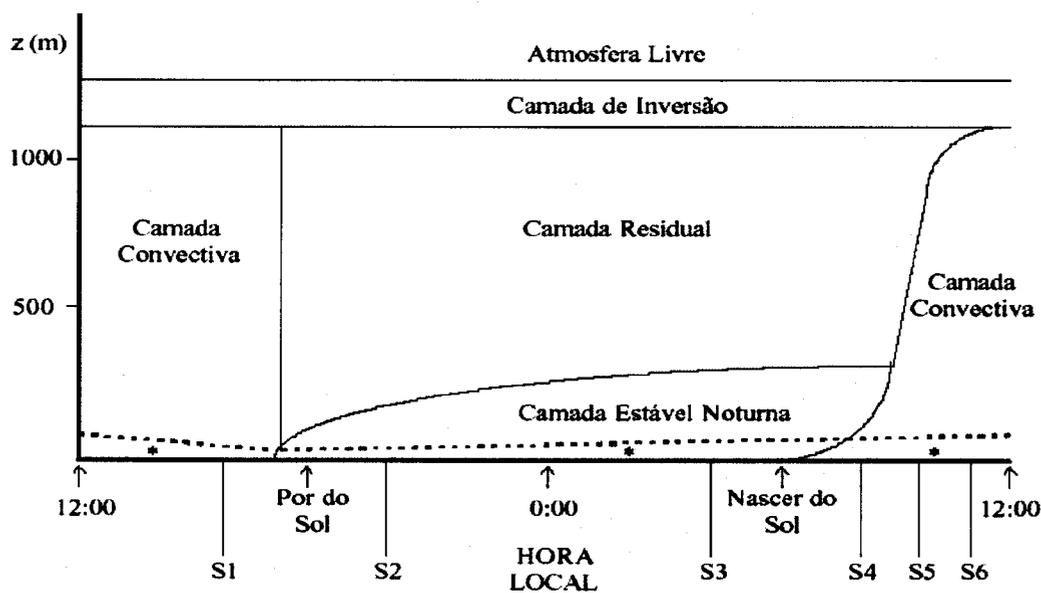


Figura 2.3: O ciclo diário da evolução da CLA. (\*) Indica a camada superficial e os marcadores de tempo S1 a S6 são referências para os perfis da figura 2.4. (Adaptado de Stull, 1988).

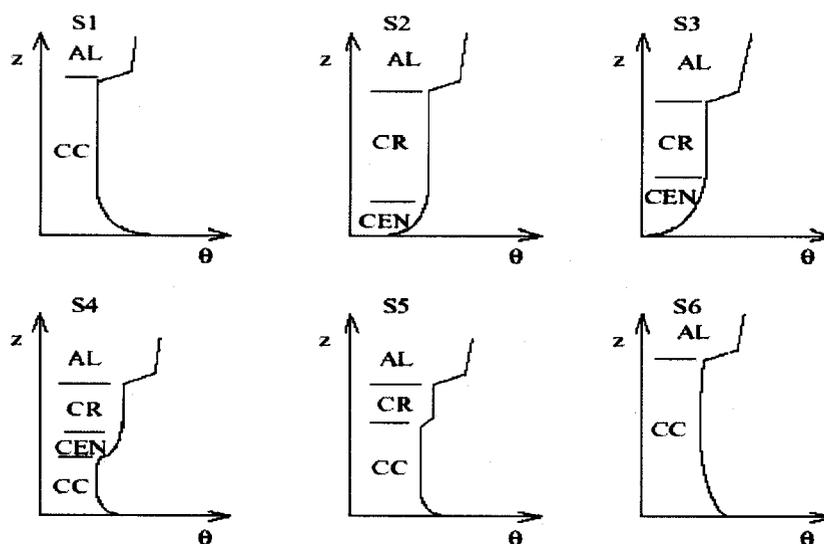


Figura 2.4: Perfis de temperatura potencial na CLA ao longo do dia (as situações S1 a S6 estão definidos na figura 2.3) AL é a atmosfera livre, CC é a camada convectiva, CR é a camada residual e CEN é a camada estável noturna.

Uma outra maneira de descrever a espessura da CLA é definir a uma altura ( $z_i$ ) da base da camada de inversão térmica. Tipicamente (para condições neutras e instáveis) a temperatura diminui até uma dada altura na CLA e em seguida aumenta quando se introduz na camada de inversão, que está imediatamente acima da CLA. Na camada de inversão, que é uma camada altamente estável, a turbulência é suprimida por efeitos de empuxo. Durante o dia a altura da CLA ( $h$ ) tende a ser maior que a altura da base da inversão ( $z_i$ ) pois a parte inferior da camada de inversão ainda é turbulenta e geralmente há forte cisalhamento por mudanças na velocidade e direcção do vento na camada de inversão.

À noite, a inversão frequentemente estende-se até o solo, porque este se resfria rapidamente. Quando o vento é forte, a turbulência de origem mecânica (cisalhamento do escoamento) é originada e o calor da atmosfera é transferido ao solo por difusão turbulenta. Entretanto, em noites claras com ventos fracos somente a parte inferior, mais próxima do solo, é turbulenta. A parte superior resfria-se e sobre tais condições, a altura da camada turbulenta e a altura da CLA (neste caso o topo da região de inversão) podem ser diferentes, como descrevem Panofsky e Dutton (1984). A figura 2.5 ilustra a questão da altura da CLA e a altura da camada de inversão, durante o dia e durante a noite.

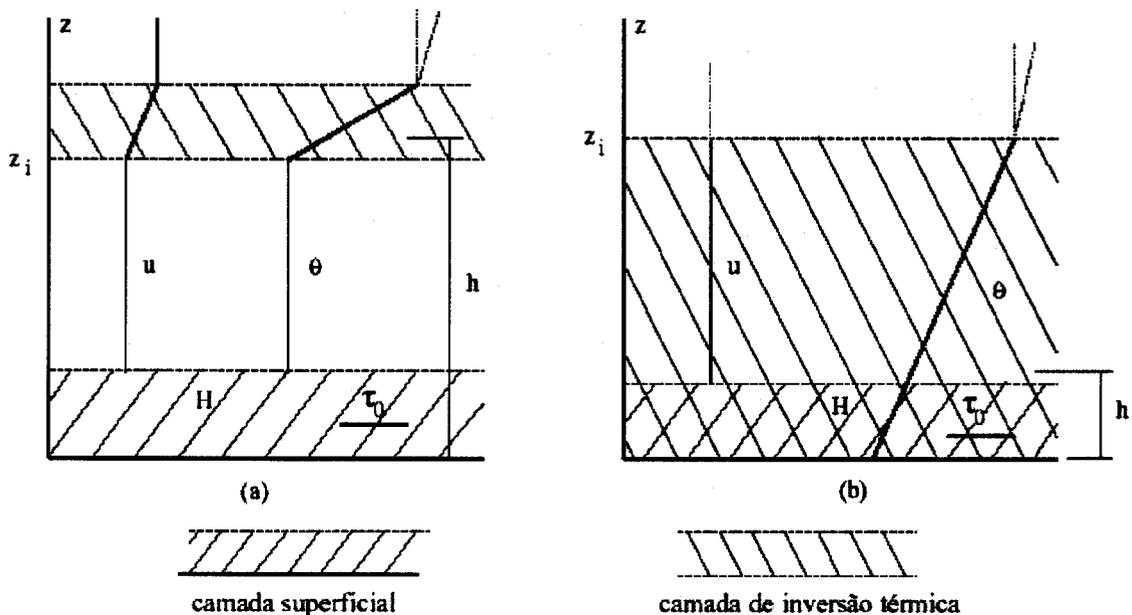


Figura 2.5: A camada limite atmosférica, (a) diurna e (b) noturna. ( $\tau_0$ ) é a tensão de cisalhamento, ( $H$ ) o fluxo de calor vertical e ( $\theta$ ) temperatura potencial.

Panofsky e Dutton (1984) definiram como camada superficial (*surface layer*) a porção inferior da CLA onde a variação dos fluxos verticais de momento, calor e humidade são considerados constantes com a altura. Nesta região, os fluxos turbulentos e a tensão de cisalhamento variam e menos de 10% (Stull, 1988). A Camada superficial é dividida em: (1) subcamada de rugosidade, da ordem de metros e (2) camada de inércia, onde os fluxos turbulentos dominam (Townsend, 1976).

A espessura da camada superficial depende das condições atmosféricas, variando de aproximadamente 10m em noites claras com ventos leves a 100m durante o dia com a presença de ventos fortes. A velocidade do vento na camada da superfície aumenta logaritmicamente com a altura (figura 2.6), criando o cisalhamento do vento (Stull, 1988).

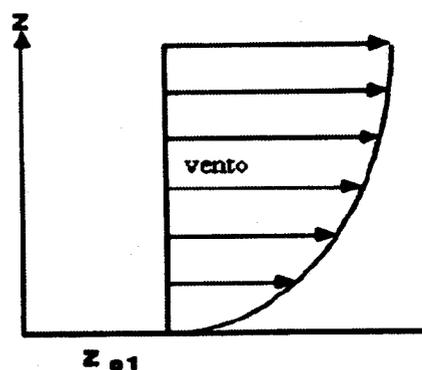


Figura 2.6: Perfil do vento (Adaptada de Stull, 1988).

A camada limite não é, em toda a sua espessura, influenciada da mesma maneira nem pelas mesmas forças. Junto à superfície, as velocidades médias são pequenas e, conseqüentemente, as forças de inércia e de Coriolis, que dependem da velocidade, são desprezáveis quando comparadas com as forças tangenciais (viscosas e de Reynolds) que são constantes nesta camada superficial. No resto da camada limite, chamada camada exterior ou camada de Ekman, a inércia é ainda desprezável e as forças viscosas tornam-se também insignificantes. Esta parte da camada limite está em equilíbrio porque as tensões de Reynolds, a pressão e a força de Coriolis se compensam.

### 2.3.1 - Altura da Camada Limite Atmosférica

A altura da CLA é um factor importante para os modelos de dispersão atmosférica uma vez que, a dispersão de poluentes na microescala atmosférica restringe-se a esta camada, onde o nível de turbulência relativamente alto é responsável pela diluição dos contaminantes, variando com o tempo e a localização geográfica. Ela é influenciada por diversos factores, como a força de Coriolis, a velocidade do vento, rugosidade da superfície e processos de troca de calor.

Durante o dia a camada de inversão residente logo acima da CLA funciona como uma barreira à dispersão vertical. À noite a camada estável só é turbulenta próximo do solo (onde a produção mecânica de turbulência por efeitos de cisalhamento do escoamento compensa os efeitos de empuxo), pois as forças de empuxo inibem rapidamente a turbulência à medida em que se afasta do solo, reduzindo sensivelmente a altura da CLA nocturna. Assim, na microescala a dispersão vertical está limitada à altura da CLA, pois o rápido decaimento do nível de turbulência para alturas superiores àquela, torna o escoamento praticamente laminar e com velocidade vertical muito pequena de maneira que o transporte de substâncias para camadas mais altas da atmosfera seja muitíssimo lento, a ponto de ter efeitos significativos apenas quando se trata de fenómenos de meso ou macroescala atmosférica, nas quais a escala de tempo são maiores.

Em modelos de dispersão que resolvem numericamente as equações governantes dos fenómenos envolvidos, a altura da CLA ( $h$ ) representa a altura do domínio de cálculo da solução. Esta é portanto, uma informação que vai “*alimentar*” o modelo. Assim, como no caso do perfil vertical de temperatura, seria desejável dispor-se de valores medidos em campo sobre a variação diária e sazonal da altura da CLA, ou camada de mistura. Se isto for possível, obviamente esperam-se resultados mais confiáveis do modelo de dispersão. No entanto, na maioria das situações não se dispõe desses levantamentos de campo. Faz-se então necessário utilizar estimativas ou modelos para prever a altura da CLA.

Rayner e Watson (1991) apresentaram um modelo para prever a evolução temporal da CLA durante o período diurno baseado na solução das equações da energia, movimento e energia cinética turbulenta em suas versões unidimensionais na atmosfera. Lee (1986) propôs um modelo para prever o fluxo de calor na superfície, a velocidade de fricção e a altura da CLA utilizando dados meteorológicos de radiação solar, temperatura do ar, velocidade do vento e sondagem por radiossonda.

Stull (1983) estudou o comportamento da CLA durante a noite e apresentou relações empíricas para a altura ( $h$ ) e a variação total da temperatura potencial ( $\Delta\theta$ ) através da camada de inversão nocturna. Uma vez que se disponha, a partir de estações meteorológicas, dos parâmetros que esses modelos requerem, a altura da CLA pode ser considerada com boa precisão. Caso não se disponha de maiores dados meteorológicos, a altura da CLA sob condições neutras pode ser estimada, de acordo com Blackadar e

Tennekes (1968), por:

$$h = \alpha \frac{u_*}{f} \quad (2.1)$$

onde  $u_*$  é a velocidade de fricção,  $\alpha$  é uma constante, com valor de 0,1 a 0,25 segundo Panofsky e Dutton (1984), e  $f = 2\Omega \sin\varphi$  é o parâmetro de Coriolis. Para condições não neutras, Zilitinkevich (1972) estima:

$$h = \begin{cases} \alpha \left( -\frac{u_*}{fL^{1/2}} \right)^{3/2} & (\text{instável}) \\ \alpha \left( \frac{u_*L}{f} \right)^{1/2} & (\text{estável}) \end{cases} \quad (2.2)$$

Se o fluxo de calor na camada superficial e o gradiente de temperatura da inversão nocturna ( $\partial\theta/\partial z$ ) forem conhecidos, uma solução para prever  $h$  em condições instáveis (tipicamente pela manhã) pode ser obtida através de um balanço de energia na CLA. No início da manhã o aumento do fluxo de calor é aproximadamente linear com o tempo e consequentemente a altura da CLA aumenta de forma aproximadamente linear. No decorrer do dia  $h$  continua a crescer mas a uma taxa menor.

## 2.4 - Turbulência atmosférica

### 2.4.1 - Origem da turbulência

A transição à turbulência, identificada por Reynolds (1883), é caracterizada pelo aparecimento de instabilidades num escoamento, originalmente estável (denominado laminar), as quais se multiplicam por um processo não linear e degeneram-se finalmente em um regime turbulento. Em qualquer tipo de escoamento, o processo de transição pode ser generalizado como sendo o resultado da amplificação de perturbações, injetadas por variadas fontes de ruídos. Esta amplificação só se torna possível pela presença de zonas cizalhantes no interior dos escoamentos. No entanto, a forma física em que este processo de geração de instabilidades ocorre, depende do tipo de escoamento em questão, o que conduz a uma possível classificação dos escoamentos transicionais.

Os escoamentos cizalantes livres são caracterizados pela ausência de paredes e obstáculos no seu interior ou nos seus limites. As instabilidades que se desenvolvem nesta classe de escoamentos são ditas de natureza cizalantes uma vez que, pela teoria da estabilidade linear, elas podem se desenvolver mesmo na situação hipotética de escoamentos invíscidos ou ideal (os efeitos de viscosidade são completamente ignorados no qual não existem tensões de cisalhamento actuando no movimento do fluido e conseqüentemente não há mistura, transferência de momento, calor e massa através das camadas). Rayleigh estabeleceu o critério da inflexionalidade do campo de velocidade como requisito necessário para geração de instabilidades em escoamentos cizalantes livres. Quanto aos escoamentos, cujas instabilidades se desenvolvem sob a influência de uma parede, onde não existe inflexionalidade ocorre a transição. Neste caso as instabilidades típicas devem ser de outra natureza que a cizalhante.

Os efeitos viscosos são necessários para ocorrer o processo de amplificação de perturbações e geração de instabilidades denominado de instabilidades de natureza viscosa. Outros tipos de transição podem ocorrer, como aquelas sob efeitos de rotação e de convecção térmica. Estes escoamentos podem ser vistos isoladamente como escoamentos de base, que, quando combinados geram uma classe especial de problemas: os escoamentos complexos.

Via de regra, nas situações práticas encontra-se uma combinação de escoamentos do tipo cizalantes, camada limite, em rotação e efeitos de transferência de calor. A seguir são apresentados processo de transição de diferentes escoamentos. O grupo de escoamentos cizalantes livres podem ser subdividido em três tipos distintos, apesar do processo de transição ser similar em todos eles. São eles: camadas de mistura, jatos e esteiras.

#### 2.4.1.1 - Camadas de mistura

##### a) Camada de mistura em desenvolvimento temporal

Uma camada de mistura se desenvolve devido à existência de diferenças de velocidade no interior de um escoamento. Normalmente têm-se uma camada altamente cizalhante que separa duas camadas de escoamentos uniformes com velocidades diferentes, como ilustra a figura 2.7.

As instabilidades que se desenvolvem neste tipo de escoamento são o resultado do processo de amplificação de perturbações injetadas no seu interior por fontes externas. Existe, neste caso, primeiro uma frequência dada por uma amplificação máxima e posteriormente, estas instabilidades induzirão outras frequências harmônicas que por sua vez induzirão novas frequências até a degeneração em turbulência.

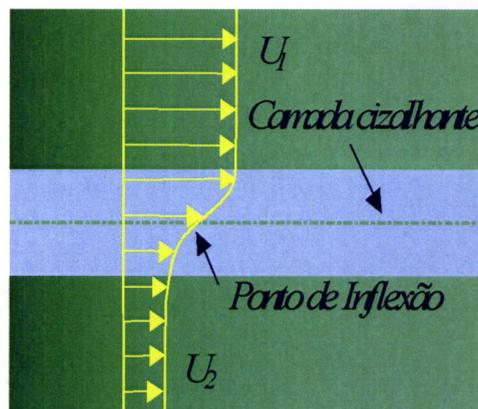


Figura 2.7: Campo de velocidade inflexional.

O processo de transição se inicia a partir de uma faixa cizalhante gerada por duas correntes de velocidade uniformes de magnitudes  $U_1$  e  $U_2$  (figura 2.8a). O parâmetro  $\Lambda = (U_1 + U_2) / 2$  permite caracterizar o comportamento dinâmico da camada de mistura. Observa-se na figura 2.8 (b) a manifestação de oscilações com comprimento de onda  $\lambda_{max}$  que se desenvolvem com máxima taxa de amplificação.

Quando estas instabilidades aparecem, observa-se a geração de cristas e vales da napa cizalhante inicialmente uniforme. Eles são assinalados com sinais de mais e de menos sobre esta onda (figura 2.8 (b)). É natural que sobre as cristas a pressão seja menor que no interior dos vales uma vez que as velocidades são maiores e menores respectivamente nestas posições. Além disto, as cristas entram em zonas rápidas e os vales entram em zonas lentas do escoamento.

Desta forma as cristas serão transportadas mais rapidamente que os vales o que resulta no processo de enrolamento ilustrado na figura 2.8 (c). As instabilidades da figura 2.8 (b) e os turbilhões da figura 2.8 (c) são conhecidas como instabilidades e turbilhões de Kelvin-Helmholtz. Observa-se na figura 2.8 (c) que os turbilhões transportam fluido com quantidade de movimento no sentido descendente e pouca no sentido ascendente para o interior da camada cizalhante, o que explica a denominação camada de mistura.

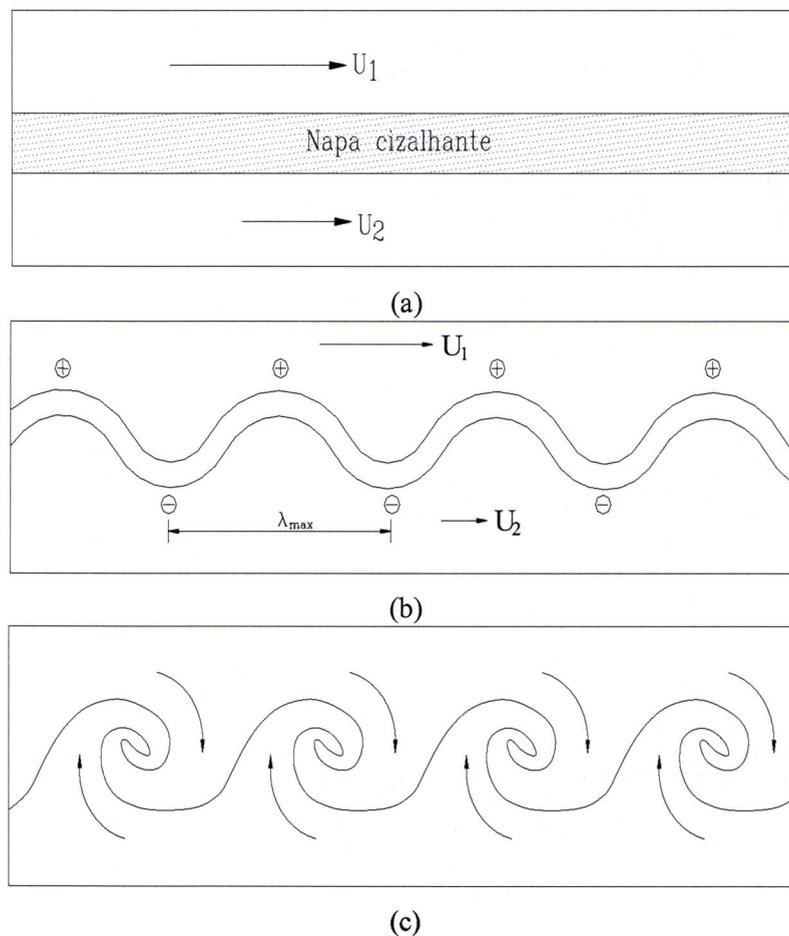


Figura 2.8: Camada de mistura em desenvolvimento temporal.

## b) Camada de mistura em desenvolvimento espacial

A figura 2.9(a) ilustra uma camada de mistura em desenvolvimento espacial. Observa-se a formação de um campo de velocidade inflexional à jusante de uma placa separadora de duas correntes de velocidades uniformes de intensidades  $U_1$  e  $U_2$ , além do desenvolvimento das instabilidades e dos turbilhões de Kelvin-Helmholtz. Neste caso as estruturas turbilhonares crescem à medida que elas são transportadas espacialmente através de mecanismos do tipo aparelhamento turbilhonar (figura 2.9 (b)).

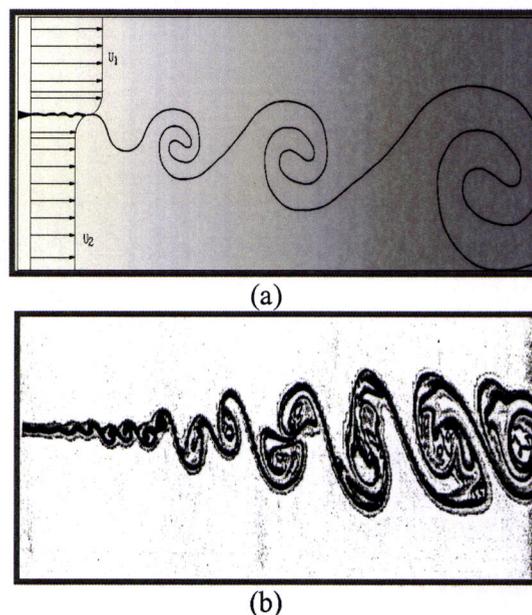


Figura 2.9: Camada de mistura em desenvolvimento espacial.

Estas estruturas turbilhonares bem organizadas nas grandes escalas são também conhecidas como estruturas coerentes. A descoberta destas estruturas levou a se acreditar que, pelo menos a nível das grandes estruturas, a turbulência apresenta um dado nível de organização e coerência do ponto de vista estatístico, ou seja, são estruturas capazes de guardar uma forma geométrica bem definida por um tempo superior ao seu tempo característico de rotação.

### c) Desenvolvimento de instabilidades tridimensionais

As instabilidades primárias formadas numa camada de mistura possuem formas cilíndricas bidimensionais. Complexos mecanismos não lineares induzem oscilações harmônicas sobre estas instabilidades iniciais. Assim, filamentos turbilhonares longitudinais são induzidos entre as estruturas primárias consecutivas o que cria um processo de fortes interações não lineares e que, aparentemente, levam ao processo de tridimensionalização e de multiplicação de frequências que caracterizam a transição para o estado de turbulência tridimensional.

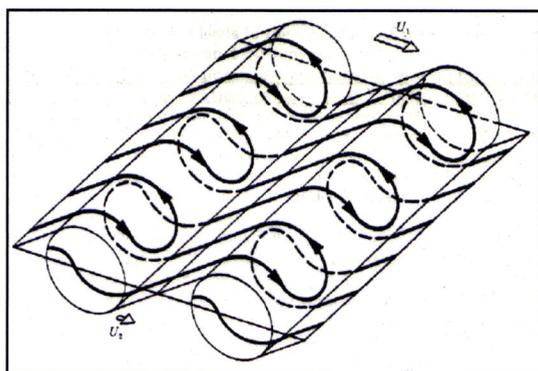


Figura 2.10: Esquema qualitativo do processo de geração de instabilidades secundárias em camadas de mistura.

Na figura 2.10 ilustra a forma esquemática deste processo em que os cilindros transversais representam as instabilidades primárias, as quais giram no sentido horário. Elas induzem a formação das instabilidades secundárias na forma de filamentos turbilhonares contra-rotativos. E as setas sobre os filamentos informam o sentido de rotação.

#### 2.4.1.2 - Jactos

Os jatos podem ser classificados segundo a geometria que os formam, redondo se for gerado por um orifício circular e jacto plano ou retangular se foi gerado por uma cavidade retangular. Em qualquer um destes tipos de jactos a transição é caracterizada, à semelhança das camadas de mistura, pela formação de instabilidades primárias do tipo Kelvin-Helmholtz, as quais induzirão a formação de filamentos secundários. A interação

dos filamentos longitudinais contra-rotativos com as estruturas turbilhonares primárias induzirão a formação de oscilações transversais as quais se amplificam e finalizam por degenerar o escoamento em turbulência tridimensional (figura 2.10).

A transição de um jato laminar para um jato turbulento acontece, via de regra, próximo do bocal que lhe dá origem, de forma que ela depende da geometria do orifício ou do bocal e das condições do escoamento à jusante. Desta forma os experimentos são dificilmente comparáveis. Torna-se também difícil de comparar simulações numéricas com dados experimentais, exceto do ponto de vista puramente estatístico.

Como nos casos precedentes, as oscilações aparecem de forma senoidal, indicando um processo de amplificação seletivo de perturbações. Os jatos se transicionam a baixos números de Reynolds, a exemplo do que acontece com todos os escoamentos cizalhantes livres. Os escoamentos parietais exigem maiores números de Reynolds para que aconteça a transição. Para os jatos, a transição se inicia a  $Re_d=10$  ( $Re = Ud/\nu$ ) enquanto em camada limite isto acontece a  $Re_\delta=1.000$  (Drazin e Reid, 1981).

A figura 2.11 esquematiza este processo com as diferentes fases da transição: (1) bocal convergente; (2) núcleo de escoamento potencial; (3) toróide de alta concentração de vorticidade; (4) geração de vórtices toroidais bidimensionais; (5) aparelhamento de vórtices anulares; (6) oscilações tridimensionais sobre os vórtices toroidais; (7) degeneração em turbulência tridimensional; (8) reorganização da turbulência em grandes escalas compostas de outras múltiplas escalas. Neste tipo de escoamento a formação de filamentos longitudinais que interagem com as estruturas primárias.

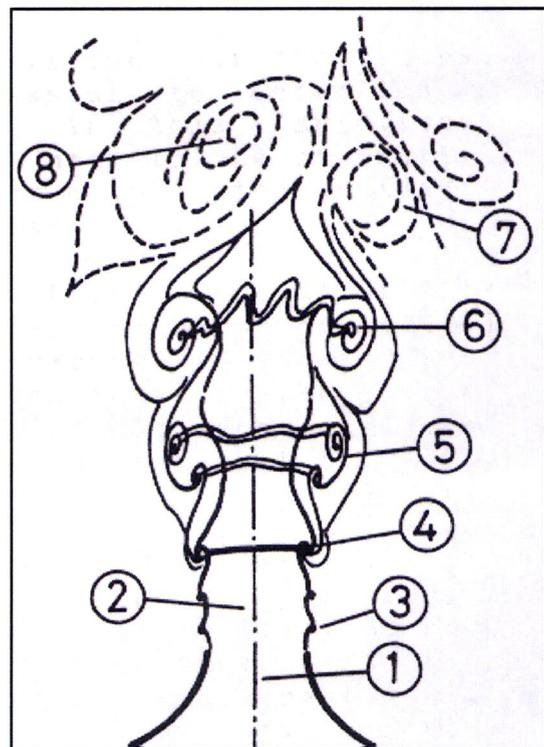


Figura 2.11: Esquema ilustrativo do processo de transição de um jacto redondo.

### 2.4.1.3 - Esteiras

Os escoamentos do tipo esteira aparecem à jusante de um obstáculo onde se gera um escoamento médio recirculante, com um campo inflexional de velocidade. O conceito de estruturas coerentes da turbulência associado às grandes estruturas turbulentas de um escoamento leva a não se considerar um escoamento turbulento como randômico em todas as suas escalas (Cantwell (1981) e Hussain (1983)). Isto cria uma nova possibilidade de interpretação da turbulência, podendo este ser coerente nas grandes escalas e randômica nas pequenas. A esteira de Von Karman foi uma das primeiras visualizações destas estruturas coerentes em escoamentos à jusante de um cilindro.

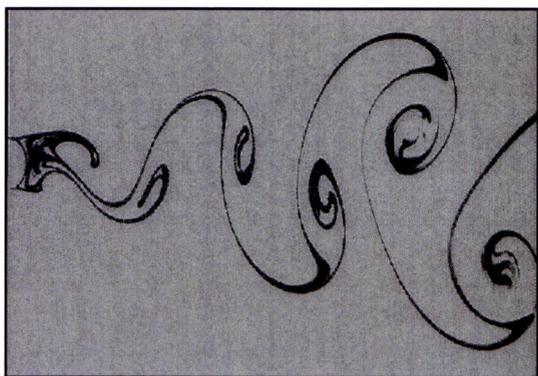


Figura 2.12: Esteira de Von Karman formada à jusante de uma placa rombuda (Van Dyke, 1982).

Na esteira formada à jusante (figura 2.12) de um obstáculo, se observa a formação de turbilhões coerentes alternados denominado modo sinuoso. É possível que esta esteira se apresente também no chamado modo varicoso, onde os turbilhões permanecem em fase, com comportamento organizado em regime quase bidimensional na fase de transição, nas proximidades do cilindro.

O cenário da transição (figura 2.13) em escoamentos tridimensionais apresenta uma composição de estruturas primárias transversais e secundárias longitudinais. Na figura 2.13a mostra o escoamento sobre um cilindro retangular (vista em perspectiva). A visualização é realizada com a ajuda de bolhas que são geradas por processo de cavitação. Como o processo de mudança de fase se dá primeiro nas regiões de baixas pressões, o que se visualiza são os centros dos turbilhões. O resultado de uma simulação numérica de grandes escalas deste tipo de escoamento (figura 2.13b) demonstra a potencialidade das ferramentas numéricas para se evidenciar detalhes do processo de transição à turbulência. Em especial, destaca-se a clareza com que os filamentos longitudinais contra-rotativos são evidenciados.

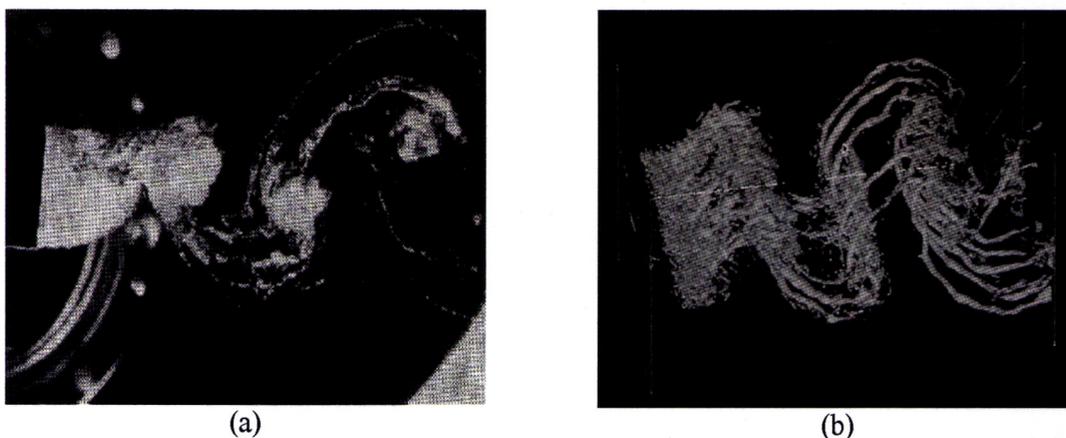


Figura 2.13: Esteira tridimensional à jusante de um obstáculo (Fonte: Lesieur, 1994).

Mais uma vez o processo de interação entre estruturas coerentes primárias e secundárias é primordial para o processo de transição. Uma esteira se forma à jusante de um obstáculo qualquer e o seu comportamento físico depende da geometria deste obstáculo. Nos casos precedentes, tem-se geometrias alongadas de forma que as instabilidades geradas são bidimensionais, apresentando apenas pequenas variações na direção transversal.

#### 2.4.2 - Manutenção da turbulência

A alta-frequência de ocorrência da turbulência, próximo à superfície, é uma das características que torna a camada limite diferente das demais regiões da atmosfera. Fora da camada limite, a turbulência é principalmente observada próxima a correntes de jacto, onde intensos cisalhamentos do vento podem criar turbulência em ar claro (Stull, 1988).

A turbulência apresenta duas situações distintas. Durante o dia o aquecimento provoca a turbulência térmica em que o movimento é elevado e o perfil de ventos é mais linear do que durante o noite e a turbulência mecânica causada pelo movimento do ar face à superfície rugosa do terreno, quer natural ou modificada pelo homem. Este efeito pode ser acentuado quando a superfície é muito rugosa, ou seja, se há um relevo de proporções consideráveis o perfil é turbulento. Este efeito turbilhonar é importante no que diz respeito à diluição das concentrações dos poluentes.

As flutuações de velocidade na turbulência resultam em taxas de transferência de quantidade de movimento, calor e massa (ou qualquer outra propriedade escalar) que podem ser na ordem de magnitude maiores devido ao transporte molecular (ou difusão

molecular). De fato, quando porções de fluido deslocam-se em vórtices, levam consigo suas propriedades transportando-as para outra região do escoamento. Neste sentido, o transporte de propriedades pelos vórtices turbulentos é análogo ao transporte difusivo molecular, mas em escala muito maior. Esta analogia motivou o desenvolvimento dos modelos de turbulência ditos de primeira ordem, os quais utilizam o conceito de difusão turbulenta.

Os gradientes de temperatura, que geram forças de empuxo, juntamente com os gradientes de velocidade média do escoamento, além da tensão cizalhante são responsáveis por suprir energia para manter o movimento turbulento na CLA. Assim, condições atmosféricas turbulentas necessitam serem classificadas de acordo com as contribuições relativas da turbulência induzida mecanicamente e através de empuxo. O principal parâmetro para a caracterização da turbulência quando esta é dominada por tensão de cisalhamento é a velocidade de fricção, que depende da velocidade do vento e da rugosidade da superfície. Por outro lado, para caracterizar a turbulência dominada por empuxo, é necessário estabelecer o perfil de temperatura, que depende da radiação solar absorvida pelo ar e do fluxo de calor da superfície da Terra aquecida pelo sol.

Peixoto (1992) menciona algumas propriedades importantes do fluxo turbulento que é caracterizado por movimentos irregulares e caóticos com grande amplitude de escalas turbulentas de forma que a aleatoriedade é uma essencial característica desse tipo de fluxo. Como o campo de velocidade é muito variável no tempo e no espaço, há também valores elevados de vorticidade.

A grande difusividade dos fluxos turbulentos implica uma alta habilidade para misturar propriedades eficientemente, o que é provavelmente uma das mais importantes características do fluxo turbulento. Em convecções mais organizadas, como é o caso de nuvens cumulus, a troca por turbulência é responsável por transferência de momento, calor, vapor de água, CO<sub>2</sub> e vários poluentes na CLA. A alta difusividade da turbulência é também a causa de um aumento de atrito por fricção próximo à superfície (Lima, 2004).

Os fluxos turbulentos são sempre dissipativos. Visto que o cisalhamento por viscosidade realiza deformação, a energia cinética é continuamente dissipada na energia interna. Sendo assim, a fim de impedir o rápido decaimento da turbulência, a energia tem de ser



suprida quase continuamente. O suprimento de energia para as flutuações turbulentas ocorre durante uma conversão de energia potencial na transferência directa de energia do fluxo médio, ou em uma transferência indirecta de turbulências de grande escala por um processo de cascata na qual a energia é transferida progressivamente para turbulências em escalas menores. As flutuações turbulentas, por outro lado, transferem sua energia para escalas menores do movimento até a viscosidade molecular tornar-se dominante. Assim, o balanço de energia cinética para movimentos turbulentos pode ser escrito de forma geral como:

$$\rho \frac{d}{dt} K_t = S + B - D + T \quad (2.3)$$

onde o termo do lado esquerdo é a taxa da variação de energia cinética turbulenta ( $k_t$ ).

No lado direito da equação, tem-se:

$$S = -\overline{\rho w'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad (2.4)$$

representa a taxa de produção de  $k_t$  em termos de cizalhamento do vento médio,

$$B = -\overline{w'\rho'g} \quad (2.5)$$

é a taxa de produção de  $k_t$ , pelas forças de flutuação,

$$D = -\overline{\tau} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad (2.6)$$

é a taxa de dissipação por viscosidade de  $k_t$ , e  $T$  é a taxa de transferência da energia cinética da turbulência com escalas de tempo e espaço que não estão incluídas em  $k_t$ .

Na camada limite de mistura, a turbulência no cizalhamento turbulento na direcção do fluxo pode ser expressa como:

$$\tau = -k_m \rho \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad (2.7)$$

onde  $k_m$  é o coeficiente de difusão turbulenta do momento ou coeficiente de viscosidade turbulenta. A quantidade  $k_m$  é análoga a viscosidade molecular cinemática ( $\nu$ ). As duas componentes da equação (2.7) são então:

$$\tau_{zx} = -k_m \rho \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \quad (2.8)$$

O valor do coeficiente de difusão turbulenta ( $k_m$ ) é em ordens de magnitude maior que  $\nu$ , com o predomínio das trocas turbulentas sobre as moleculares. Deve-se ressaltar que as difusividades turbulentas não são propriedades do fluido, mas dependem da natureza do fluxo turbulento o qual varia de um fluxo e de lugar para outro.

### 2.4.3 - Os efeitos da estabilidade

A estabilidade da atmosfera está relacionada com o tipo de equilíbrio que caracteriza a atmosfera ou seja com o modo como esta reage a deslocamentos verticais do ar. No equilíbrio estável a atmosfera tende a eliminar os deslocamentos verticais de ar, no equilíbrio instável a ampliá-los e no equilíbrio neutro a ignorá-los. Baseado nessas conclusões com relação às condições de estabilidade atmosférica, em condições estáveis tendem a inibir a turbulência e portanto diminuir seu efeito dispersivo na CLA, o que não é favorável à dispersão de poluentes. A instabilidade atmosférica é mais frequente e de maior intensidade no período diurno, em dias claros, noites encobertas e em dias de Verão (Stern, 1968).

A estratificação térmica do ar seco atmosférico é frequentemente especificada em termos da diferença entre o perfil vertical de temperatura real e o perfil adiabático que define o perfil de temperatura potencial ( $\theta$ ). Os escoamentos turbulentos são sempre dissipativos no sentido de que continuamente há conversão de energia cinética em energia interna. Desta forma, a menos que energia seja continuamente fornecida, a turbulência decai. As fontes de energia para a turbulência na atmosfera são o cisalhamento do escoamento e em certos casos as forças de empuxo. O cisalhamento é causado pela presença do solo que com suas características de topografia e rugosidade diminui ou acelera o escoamento. As forças de empuxo originam-se dos desvios do perfil vertical de temperatura em relação ao perfil para estabilidade neutra (item 2.7). Quando a atmosfera está instável

(diminuição da temperatura potencial com a altura), as forças de empuxo contribuem para aumentar a turbulência (deslocamentos verticais são estimulados) enquanto que em condições estáveis (aumento da temperatura potencial com a altura) as forças de empuxo tendem a reduzir a turbulência (deslocamentos verticais são inibidos). A estratificação térmica atmosférica e a tensão de cisalhamento do escoamento médio são conectadas, uma vez o padrão de escoamento e a transferência de calor na atmosfera são dependentes dos sistemas climáticos de grande escala. Deste modo, a turbulência induzida por efeitos mecânicos ou de empuxo são relacionados, e suas relativas dominâncias podem ser descritas como uma função das condições meteorológicas.

É conveniente quantificar os efeitos da turbulência induzida por efeitos mecânicos e por empuxo. A relação entre estas duas fontes de turbulência, como função da altura, é dada pelo número de Richardson ( $Ri$ ) (Seinfeld e Pandis, 1998):

$$Ri = \frac{(g/T_e)\overline{u_3'\theta'}}{\overline{u_1'u_3'}\partial u_1/\partial x_3} \quad (2.9)$$

onde  $x_3$  é a coordenada vertical,  $g$  é a aceleração gravitacional,  $T_e$  é a temperatura de equilíbrio,  $\theta$  é a temperatura potencial e  $u_1$  é a velocidade na direcção do escoamento principal. O termo  $\overline{u_1'u_3'}$  representa a média do produto das flutuações de velocidade  $u_1'$  e  $u_3'$  e o termo  $\overline{u_3'\theta'}$  representa a média do produto das flutuações de velocidade  $u_3'$  e de temperatura potencial  $\theta'$ . Considerando um perfil logarítmico de velocidade na atmosfera neutra e os fluxos turbulentos constantes, a equação 2.9 tornar-se:

$$Ri = -\frac{\kappa g x_3 q_3}{\rho c_p T_0 u_*^3} \quad (2.10)$$

onde  $\kappa$  é a constante de Von-Karman,  $q_3$  é o fluxo de calor por unidade de área na superfície,  $u_*^3$  é a velocidade de fricção,  $T_0$  é a temperatura na superfície,  $\rho$  é a densidade do ar e  $c_p$  é o calor específico à pressão constante. Segundo Stull (2001), o escoamento é instável se  $Ri < 0$ , neutro se  $Ri = 0$  e estável se  $Ri > 0$ . Se  $Ri < 1$  existe um domínio da geração de turbulência por cisalhamento sobre os efeitos supressores da estratificação de densidade. Para  $Ri > 1$  existe o domínio dos efeitos da estratificação sobre a geração de

turbulência por cisalhamento, havendo uma tendência de forte redução dos níveis de turbulência (tendência laminar do escoamento). Nesta descrição de estabilidade atmosférica é interessante ter-se um parâmetro que indique a condição na camada limite atmosférica como um todo, independentemente de  $x_3$ . Isto é fornecido por um parâmetro de estabilidade estabelecido por Monin e Obukhov (1954).

#### 2.4.4 - O comprimento de Monin Obukhov

As tensões e os demais fluxos turbulentos variam com a altura, mas essa variação não é significativa. Assim, a tensão cisalhantes ( $\tau_0$ ) e o fluxo de calor ( $q_3$ ) são considerados constantes na camada superficial. Monin e Obukhov (1954) propuseram a teoria da similaridade para a camada superficial da atmosfera. Introduziram dois parâmetros de escala, independentes da altura nessa camada. Uma velocidade característica - a velocidade de fricção ( $u_*$ ) - e um comprimento característico - o chamado comprimento de Monin-Obukhov ( $L$ ), definidos como segue:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \quad (2.11)$$

$$L = \frac{-\rho C_p T_0 u_*^3}{k_v g H} \quad (2.12)$$

Utilizando-se a definição do comprimento de Monin-Obukhov, o número de Richardson pode então ser escrito como um comprimento adimensional:

$$Ri = \frac{x_3}{L} \quad (2.13)$$

De acordo com Seinfeld (1998),  $L$  pode ser interpretado como a altura acima do solo na qual há um equilíbrio entre produção de energia cinética turbulenta por efeitos mecânicos (cisalhamento) e a sua eliminação por efeitos de empuxo. Para Panofsky e Dutton (1984), quando  $L < 0$  (geralmente em dias de sol) a alturas maiores que  $|L|/10$  a convecção por efeitos de empuxo domina o escoamento e para alturas menores que  $|L|/10$  a turbulência mecânica é predominante. Seinfeld (1998) também relaciona  $L$  com a estabilidade atmosférica, como mostrado na tabela 2.1.

Tabela 2.1: Interpretação do comprimento de Monin-Obukhov com relação à estabilidade.

| Estabilidade       | L (m)              |
|--------------------|--------------------|
| Muito instável – A | $-100 < L < 0$     |
| Instável – B, C    | $-10^5 < L < -100$ |
| Neutra – D         | $ L  > 10^5$       |
| Estável – E        | $10 < L < 10^5$    |
| Muito estável – F  | $0 < L < 10$       |

A teoria de Monin-Obukhov apresenta uma relação para o perfil vertical de velocidade na camada superficial atmosférica dada por:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \phi_m \left( \frac{z}{L} \right) \quad (2.14)$$

$z$  corresponde a direcção vertical,  $\phi_m$  é uma função universal dependente da estabilidade atmosférica, obtida a partir de experimentos de campo. Para condições instáveis a relação mais usada é (Bussinger et al., 1971):

$$\phi_m = \left( 1 - 16 \frac{z}{L} \right)^{-1/4} \quad (2.15)$$

$$\text{Para condições neutras: } \phi_m = 1 \quad (2.16)$$

$$\text{e para condições estáveis: } \phi_m = 1 + 5 \frac{z}{L} \quad (2.17)$$

Uma vez conhecida  $\phi_m$ , a equação (2.14) pode ser integrada desde  $z = z_0$  (onde  $u = 0$ ) até  $z$ , resultando em uma expressão para a velocidade de fricção, como também um perfil para a variação vertical da velocidade na camada superficial:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{z}{z_0} + \psi_m \left( \frac{z}{L} \right) \right] \quad (2.18)$$

$$\text{Para condições estáveis: } \psi_m = -5 \frac{z}{L} \quad (2.19)$$

Para condições neutras:  $\psi_m = 0$  (2.20)

E para condições instáveis:  $\psi_m = \ln \left[ \frac{(\eta_0^2 + 1)(\eta_0 + 1)^2}{(\eta^2 + 1)(\eta + 1)^2} \right] + 2(\tan^{-1} \eta - \tan^{-1} \eta_0)$  (2.21)

onde  $\eta_0 = \left(1 - 16 \frac{z_0}{L}\right)^{1/4}$  e  $\eta = \left(1 - 16 \frac{z}{L}\right)^{1/4}$  (2.22)

De acordo com Panafsky e Dutton (1984), a teoria da similaridade de Monin-Obukhov fornece para a temperatura na camada superficial a seguinte expressão:

$$\frac{\theta - \theta_0}{T_*} = \frac{1}{\kappa} \left[ \ln \frac{z}{z_0} - \psi_h \left( \frac{z}{L} \right) \right] \quad (2.23)$$

$$\text{sendo } T_* = \frac{-q_3}{\rho c_p u_*} \quad (2.24)$$

A função  $\psi_h$  é dada de acordo com a estabilidade atmosférica.

$$\psi_h \left( \frac{z}{L} \right) = 2 \ln \left[ \frac{1}{2} \left( 1 + \sqrt{1 - 16 \frac{z}{L}} \right) \right] \quad \text{para condições instáveis} \quad (2.25)$$

$$\psi_h \left( \frac{z}{L} \right) = 0 \quad \text{para condições neutras} \quad (2.26)$$

$$\psi_h \left( \frac{z}{L} \right) = -5 \frac{z}{L} \quad \text{para condições estáveis} \quad (2.27)$$

### 2.4.5 - Energia cinética turbulenta

Os escoamentos turbulentos são sempre dissipativos no sentido de que continuamente há conversão de energia cinética em energia interna. A energia cinética turbulenta é uma das mais importantes variáveis na micrometeorologia, pois é uma medida da intensidade da turbulência. Essa variável está directamente associada ao transporte de momento, calor e humidade na camada limite. A energia cinética turbulenta é às vezes, usada como um

ponto de referência para aproximações de difusão turbulenta.

A usual definição de energia cinética (EC) é  $EC = 0,5mM^2$ , onde  $m$  é a massa e  $M^2 = \overline{U}^2 + \overline{V}^2 + \overline{W}^2$ . Quando se tratar com um fluido como o ar, é mais conveniente usar energia cinética por unidade de massa, ou seja,  $0,5 M^2$ . É conveniente separar a energias cinética do fluido em uma porção associada com o vento médio (ECM) e uma porção associada com a turbulência (ECT).

$$\frac{ECM}{m} = \frac{1}{2}(\overline{U}^2 + \overline{V}^2 + \overline{W}^2) \quad (2.28)$$

$$e = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2 + w'^2) \quad (2.29)$$

onde  $e$  representa energia cinética turbulenta instantânea por unidade de massa. A média desses valores instantâneos pode ser definida como uma média de energia cinética turbulenta:

$$\frac{ECT}{m} = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (2.30)$$

Os termos individuais na equação de balanço de energia cinética turbulenta descrevem processos físicos que geram a turbulência. O balanço relativo desses processos determina a habilidade do fluxo manter a turbulência ou tornar-se turbulento e então indicam a estabilidade do fluxo. A equação do balanço de energia cinética é expresso por:

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{e}}{\partial t}}_I + \underbrace{\overline{U}_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j}}_{II} = \underbrace{+\delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} (\overline{u'_i \theta'_v})}_{III} - \underbrace{\overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \overline{U}_i}{\partial x_j}}_{IV} - \underbrace{\frac{\partial (\overline{u'_j e})}{\partial x_j}}_V - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial (\overline{u'_i p'})}{\partial x_i}}_{VI} - \underbrace{\varepsilon}_{VII} \quad (2.31)$$

termo I - representa a tendência da ECT;

termo II - descreve a advecção da ECT pelo vento médio;

termo III - é o termo de produção ou consumo de flutuação;

termo IV - é o termo de produção ou perda de turbulência mecânica;

termo V - representa o transporte da ECT;

termo VI - é um termo de correlação com a pressão que descreve como a ECT é redistribuída pelas perturbações de pressão;

termo VII - representa a dissipação devido à viscosidade da ECT, isto é, a conversão da ECT em calor.

Analisando os termos acima, conclui-se que a turbulência é dissipativa. O termo VII é um termo de perda que sempre existe quando a ECT é diferente de zero. Fisicamente, significa que a turbulência tende a decrescer e a desaparecer com o tempo, a não ser que possa ser gerada localmente ou transportada.

## 2.5 - Influência dos efeitos topográficos

A topografia pode influenciar o movimento do ar em micro e mesoescala, próximo à fonte ou na área de influência e causa dois efeitos; o mecânico, caracterizado pelo bloqueio do escoamento à presença de colinas e vales, e o térmico, associado ao aquecimento diferenciado da heterogeneidade da superfície. Outro efeito topográfico que ocorre em grandes áreas urbanas é a turbulência mecânica gerada pelas alturas não uniformes dos edifícios de uma cidade. Geralmente, o atrito que ocorre neste fenómeno proporciona uma boa dispersão dos poluentes. Contudo, a separação de fluxos que ocorre à volta dos edifícios pode originar concentrações elevadas por acumulação em determinadas áreas. Os fenómenos de separação de fluxos gasosos à volta de edifícios e de estruturas podem originar zonas quase isentas de poluentes assim como zonas onde há grande acumulação.

A topografia complexa influencia a trajectória e a difusão da pluma. Embora ocorram altas concentrações de poluentes em terreno complexo, como por exemplo, na situação em que uma pluma intercepta uma montanha, muitos processos físicos agem no sentido de reduzir as concentrações (Hanna et al., 1982). Um desses efeitos em terreno complexo é o aumento da turbulência devido aos vórtices que são formados pelo ar que passa sobre e adjacente de obstáculos. De acordo com Castro e Apsley (1997), os principais efeitos da topografia na dispersão da poluição resultam de mudanças na direcção do escoamento principal (que afecta o caminho da pluma), na turbulência (que afecta a dispersão) e a

possibilidade de advecção para regiões de recirculação. Já os terrenos planos são aqueles sem nenhum tipo de elevação na vertical, ou com elevações que não influenciam significativamente o escoamento ao seu redor.

Segundo Carvalho (1999), as principais situações que podem aumentar as concentrações em terreno complexo são os encontros da pluma com montanhas, acumulo de poluentes em vales e arrasto dos poluentes para centros urbanos, devido ao fenómeno da canalização do vento pelos vales. No caso de uma fonte emissora num vale, os ventos podem provocar que as emissões fiquem confinadas nesta região.

Neste caso, a camada de inversão pode ser de diversos centenas de metros de comprimento, dependendo da profundidade do vale e da intensidade do processo de resfriamento radioactivo. Desta forma, o levantamento da pluma dos poluentes para qualquer direcção fica confinado no limiar da camada de inversão podendo atingir níveis elevados por acumulação (figura 2.14).

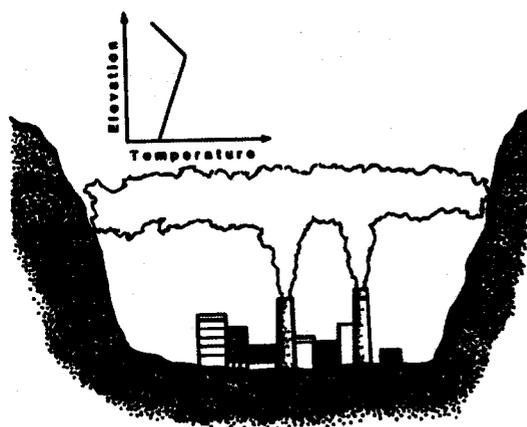


Figura 2.14: Condições de dispersão de poluentes em inversões nocturnas em vales.

## 2.6 - Influência da inversão térmica

A figura 2.15 mostra um exemplo de condição meteorológica, o fenómeno de inversão, no qual são impossibilitadas as dispersões por convecção e o transporte por ventos. À medida que a superfície terrestre se aquece por radiação solar, a camada de ar em contacto com o solo também é aquecida (situação A). Este ar mais quente é menos denso que o ar frio que lhe está directamente acima ascende produzindo as correntes de convecção. Assim, os poluentes produzidos na camada superficial são eficientemente dispersos.

Numa noite calma, o processo se inverte, a superfície terrestre arrefece e produz por contacto uma camada de ar frio estático (situação B), não havendo mistura devido a ausência de ventos intensos. Essa porção de ar frio confinada pela camada de ar mais quente tornar-se um ambiente fechado de reacções químicas, no qual todos os produtos da sociedade urbana, tráfego, emissões industriais e domésticas atingem níveis de concentrações anormalmente elevadas. As inversões dificultam geralmente a dispersão dos poluentes na atmosfera formando tectos de nuvens e de nevoeiro que provocam a acumulação dos poluentes (situação C).

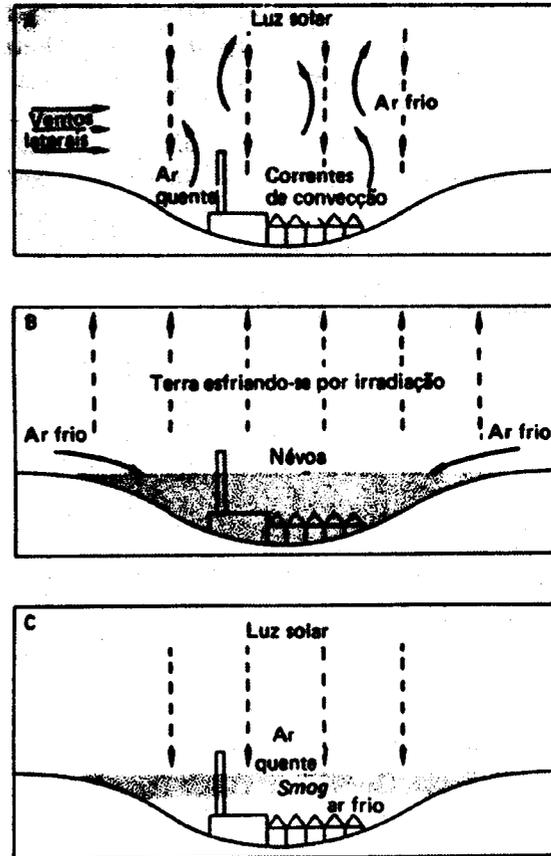


Figura 2.15: Esquemática caracterizando condições de inversão térmica considerando os efeitos meteorológicos.

Em situações chamadas de “inversão térmica”, a atmosfera encontra-se muito estável, e esta estabilidade tende a inibir movimentos verticais, provocando uma diminuição dos processos de mistura do ar próximo à superfície. Esta estagnação da mistura vertical determina que os poluentes fiquem confinados nos níveis mais baixos da atmosfera, contribuindo assim para a deterioração da qualidade do ar. Para efeitos operacionais, as condições potenciais para a dispersão de poluentes podem ser estimadas a partir da análise da estabilidade atmosférica.

## 2.7 - Influência da estabilidade atmosférica

As trajetórias dos poluentes expelidos das chaminés industriais podem indicar como a atmosfera está se comportando em dado momento, e com isso termos uma análise preliminar do quanto a atmosfera está conseguindo eliminar esses poluentes. Geralmente em condições de instabilidade os poluentes tendem a dissipar com facilidade, já numa

atmosfera estável a situação é inversa e os problemas com poluição se agravam junto a superfície.

Na atmosfera, em alturas diferentes, podem ocorrer situações de instabilidade e estabilidade ao mesmo tempo associado a presença de inversão térmica. Uma vez que se possuem os conhecimentos sobre os fenómenos meteorológicos, o aspecto das plumas ao dispersarem-se na atmosfera pode ser classificados em seis tipos diferentes como se representa esquematicamente na figura 2.16.

**Condições instáveis ou convectivas:** ocorrem durante o dia, com forte entrada de radiação (dias bastante ensolarados). Estas condições proporcionam uma forte mistura vertical dos poluentes provocada por movimentos convectivos organizados, gerados pelo aquecimento da superfície. Em atmosferas convectivas o aspecto da pluma assume uma forma serpenteante (**caso A**).

**Condições neutras:** são caracterizadas pela ocorrência de um perfil vertical de temperatura adiabático (aproximadamente constante com a altura). Estas condições ocorrem geralmente durante as transições do dia para noite e vice-versa, em dias nublados, ou com fortes ventos (com velocidades maiores do que  $6 \text{ m.s}^{-1}$ ). Em atmosferas neutras o aspecto da pluma assume uma forma cónica (**caso B**). Nesses casos a turbulência pode ser considerada homogénea, com turbilhões de aproximadamente mesmo tamanho, actuando em todas as direcções.

**Condições estáveis:** são caracterizadas por um perfil superadiabático (aumento da temperatura com a altura). Quando a partícula de ar, ao elevar-se na atmosfera, encontrar ar circundante mais quente sua tendência é descer. Em situações estáveis qualquer movimento vertical é inibido. Logo, a turbulência convectiva não está presente e a única turbulência presente é a mecânica.

O aspecto da pluma em uma atmosfera estável é tubular (**caso C**). Sob estas condições, com ventos fracos, o poluente é transportado a grandes distâncias mantendo altas concentrações.

**Situações mistas:** este tipo de condição ocorre geralmente pela manhã ou à noite onde o perfil de temperatura sofre uma inversão com a altura e a pluma pode ser aprisionada nesta camada de inversão. É o caso da fumigação (**caso E**) onde uma inversão de altura impossibilita a dispersão para altitudes mais elevadas, enquanto que na camada abaixo o perfil é instável. Desta forma, o poluente é disperso em direção a superfície por correntes descendentes com níveis de concentração elevados.

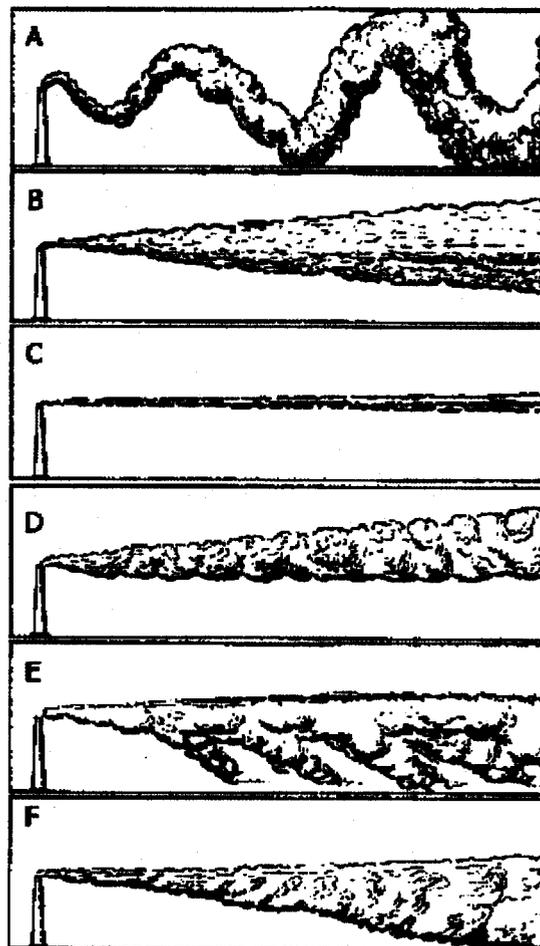


Figura 2.16: Influência da estabilidade da atmosfera na forma da pluma. (Fonte: Boubel et al., 1994).

Outra situação próxima da fumigação é a designada por *trapping*. Neste caso a atmosfera encontra-se em estado neutro e logo acima, na altura da pluma, forma-se uma camada de inversão. Assim, os poluentes são aprisionados e dispersam-se em formato cônico (**caso F**). O inverso deste caso é a chamada condição do tipo anti-fumegante (**caso D**), onde uma inversão localizada abaixo da altura da chaminé impede a presença de poluentes à superfície.

Lamb (1982) através de um modelo de simulação de grandes vórtices (*Large Eddy Simulation*) representou o comportamento dos poluentes em diferentes tamanhos de turbilhão na dispersão de um *puff* (figura 2.17). Os resultados indicam que, se o tamanho do *puff* é maior do que o tamanho médio dos turbilhões, caso (a), a tendência do *puff* é de

se expandir.

Por outro lado, em atmosferas instáveis, caracterizadas pela presença de grandes turbilhões, com tamanhos da ordem da altura da camada limite planetária (CLP), o efeito é de elevar e baixar estas plumas, caso (b), de modo a criar um formato serpenteante da pluma, como já comentado acima. No caso (c) tem-se uma situação mista onde o tamanho dos turbilhões é da dimensão do *puff*.

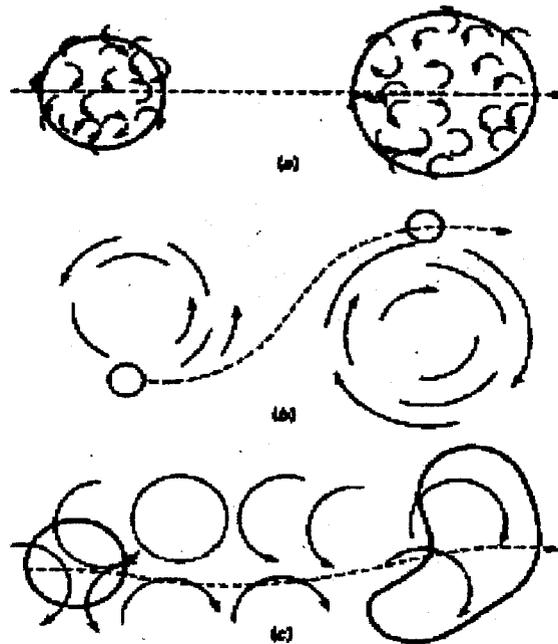


Figura 2.17: Efeitos de turbilhões de diferentes dimensões na dispersão de um *puff*. (Fonte: Seinfeld, 1998).

O sistema de classificação de Pasquill (Pasquill, 1961) é usado para classificar a estabilidade atmosférica baseando-se em condições meteorológicas. Estas classes dependem da velocidade do vento, juntamente com a radiação solar durante o dia ou a fracção de cobertura de nuvens durante a noite e é utilizado para estimar os gradientes de temperatura (tabela 2.2).

Tabela 2.2: Categorias de estabilidade de Pasquill-Gifford (Fonte: Seinfeld e Pandis, 1998, Schnelle e Dey, 2000).

| Nebulosidade durante a noite  |   |                       |                          |                       |                          |
|---|---|-----------------------|--------------------------|-----------------------|--------------------------|
| Vento Superficial<br>(medido a 10 m de altura)                                | Insolação durante o dia<br>(W.m <sup>-2</sup> ) |                       |                          | ≥ 4/8<br>Nebulosid. * | ≤ 3/8<br>Nebulosid.<br>* |
|   | Forte<br>>700                                   | Moderado<br>350 a 700 | Leve<br><350             |                       |                          |
| <2  | A   | A-B                   | B                        | -                     | -                        |
| 2-3   | A-B   | B                     | C                        | E                     | F                        |
| 3-5   | B   | B-C                   | C                        | D                     | E                        |
| 5-6   | C   | C-D                   | D                        | D                     | D                        |
| >6  | C   | D                     | D                        | D                     | D                        |
| A: extremamente instável  |   |                       | D: neutra                |                       |                          |
| B: moderadamente instável   |   |                       | E: fracamente estável    |                       |                          |
| C: fracamente instável  |   |                       | F: moderadamente estável |                       |                          |
| * o nível de nebulosidade é definido como a fracção do céu acima do horizonte |   |                       |                          |                       |                          |

Notas:

1. Insolação é a taxa de radiação solar incidente por unidade de superfície terrestre.
2. Noite refere-se ao período de 1 hora antes do pôr-do-sol até uma hora antes do Alvorecer.
3. Indiferente à velocidade do vento a categoria neutra D deve ser assumida para condições encobertas durante o dia ou noite e para quaisquer condições de céu durante a hora precedente ou seguinte à noite.

Em suma, As plumas são uma mistura de gases e material particulado. Partículas grandes têm a velocidade terminal elevada e depositam perto da fonte, enquanto que partículas menores tendem a permanecer suspensas na atmosfera por um longo período de tempo e a dispersão pode apresentar um comportamento similar aos gases. A natureza de dispersão da pluma de gases será, em um determinado tempo por difusão simples, que corresponde ao movimento das moléculas gasosas em área de alta para baixa concentração de poluentes. Embora a difusão seja um importante parâmetro na dispersão da pluma, não responde sozinho pela dispersão observada. A forma visível da pluma

normalmente é a que está sendo emitido pela chaminé para a atmosfera. O subsequente comportamento desta pluma dependerá da interacção de vários factores que incluem a física e química natural dos poluentes; parâmetros meteorológicos, a localização da fonte relativa aos obstáculos e o vento descendente em relação a topografia. Qualquer desses factores afectam a pluma e concentrações primárias dos poluentes, na maioria dos casos, tenderá a ser reduzido.

O nível máximo da concentração de poluentes na superfície, em geral, ocorrerá no primeiro instante, nas imediações da chaminé e então, dependendo dos factores, pode ser transportada para zonas distantes do ponto inicial. Quanto maior for o levantamento inicial da pluma, subsequente a concentração do poluente medido próximo a superfície, maior será a distância que a pluma de poluentes percorrerá antes de atingir a superfície, reduzindo a concentração dos poluentes a medida que se desloca.

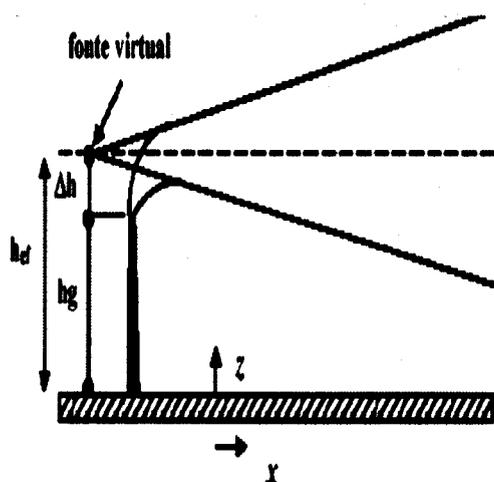


Figura 2.18: Altura efectiva de emissão ( $\Delta h$ ) e fonte virtual.

A altura do levantamento depende da temperatura de emissão, da área da secção transversal da chaminé, velocidade de emissão, velocidade do vento horizontal e do gradiente vertical de temperatura. A altura geométrica da chaminé ( $h_g$ ) mais a ascensão da pluma ( $\Delta h$ , altura de elevação da pluma em relação ao topo da chaminé) é denominado de altura efectiva da chaminé ( $h_{ef}$ ) e quanto maior a altura efectiva da chaminé (figura 2.18) maior será a dispersão dos poluentes.

### 3. Impacte ambiental das queimadas

---

As emergentes e intensas alterações dos ecossistemas florestais, no mundo, nas últimas décadas, são um dos sérios problemas ambientais actualmente, uma vez que grandes extensões naturais foram gradativamente substituídas por pastagens artificiais além dos incêndios florestais que constituem um dos factores que mais contribuem para a redução das florestas em todo o mundo. Uma queimada é um processo de queima de biomassa, que pode ocorrer por razões naturais ou por iniciativa humana. A queima de matéria orgânica produz primariamente água e dióxido de carbono, de acordo com a seguinte reacção química:



onde o elemento  $[CH_2O]$  representa a composição média da biomassa. Além destes elementos, também são produzidas outras espécies químicas, tais como monóxido de carbono (CO), óxidos de azoto ( $NO_x$ ), hidrocarbonetos, e partículas de aerossóis (Andreae, 1991), os quais são incorporados na atmosfera, sendo com ela misturados e transportados.

As fontes emissoras associadas às queimadas emitem gases e partículas a temperaturas superiores àquelas da atmosfera do ambiente tendo assim uma flutuação positiva que transporta estes materiais verticalmente para cima. O arrastamento do ar ambiente na pluma do fumo produz uma mistura destes materiais com o ar atmosférico, igualando as temperaturas e eliminando a flutuação. A mistura turbulenta da camada limite diurna, também transporta verticalmente estes materiais, tendendo à homogeneização de toda a camada de mistura. Na direcção horizontal, a advecção pelo vento domina o transporte, arrastando os materiais dentro da camada limite.

O arrastamento no topo da camada limite e os processos convectivos actuam para transportar estes materiais para a troposfera, rompendo a estabilidade no topo da camada

limite. Uma vez na troposfera, o transporte destes poluentes dá-se de forma mais eficiente devido às velocidades do vento serem maiores, transportando-os para regiões distantes dos locais de emissão, transformando o problema de escala local para continental ou mesmo global. Além deste aspecto, processos de remoção de poluentes da atmosfera são mais eficientes dentro da camada limite planetária, de modo que, uma vez transportado para a troposfera, a vida média destes poluentes aumenta.

### 3.1 - Descrição de uma queimada

Uma descrição precisa dos diversos estágios por que passa uma queima de biomassa pode ser encontrada em Lobert e Warnatz (1993). A evolução de uma queimada é descrita em cinco estágios: pré-ignição, chama (*flaming*), incandescência (*glowing*), combustão sem chamas (*smoldering*) e extinção (figura 3.1). A ignição da biomassa depende do seu tipo, de sua humidade e de factores ambientais, como temperatura, humidade relativa e vento.

O estágio chama (*flaming*) inicia-se com um processo pirolítico, durante o qual as elevadas temperaturas provocam uma ruptura das moléculas constituintes da biomassa. Componentes de alto peso molecular são decompostos em compostos de peso molecular mais baixo, inicialmente como carvão e alcatrão, os quais constituem a fonte primária de energia para a 'flame', e finalmente compostos de natureza gasosa. A temperatura pode chegar a 1800 K, produzindo carvão e libertando, principalmente, vapor de água (H<sub>2</sub>O), monóxido (CO) e dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>).

Com a diminuição das condições necessárias para a manutenção do processo de combustão com chamas (*flame*), a queima entra num estágio mais 'frio' denominado de combustão sem chama (*smoldering*). Quando a temperatura no interior da chama está abaixo de 1000 K, reduz-se drasticamente a produção de CO<sub>2</sub>, há uma grande emissão de compostos incompletamente oxidados, como o CO, além de uma rápida formação de partículas e agregação de partículas orgânicas de carbono. Este estágio é o responsável pela emissão da maior parte do material particulado (Ward et al., 1991). A extinção pode ser alcançada devido a vários factores, além da diminuição da quantidade de biomassa disponível. Factores ambientais causadores seriam, por exemplo, o resfriamento radiativo e o baixo suprimento de oxigénio em relação à densidade e tamanho da biomassa.

A evolução seguida pela queima e suas emissões dependem de vários factores. Um dos mais importantes é o conteúdo de água da biomassa, uma vez que a energia necessária para vaporizar a água líquida é extraída da energia produzida durante a queima. A quantidade de água pode determinar qual das fases, combustão com chamas (*flame*), ou combustão sem chama (*smoldering*) será mais significativa, definindo, por exemplo, as proporções de CO e CO<sub>2</sub> emitidos. Factores associados à geometria da biomassa, como por exemplo, densidade, estrutura e tamanho, e sua constituição química também têm a sua importância, além de factores ambientais como topografia local.



Figura 3.1: Evolução de uma queimada em cinco estágios (Adaptado de Smoke Management Guide, 2001).

O clima local tem grande relevância na determinação da quantidade de biomassa disponível para a queima. O tempo local, através da temperatura, precipitação, humidade e o vento, determinam condições necessárias para a ocorrência do fogo e seu comportamento, no que se refere à razão entre as combustões com chamas (*flaming*) para sem chama (*smoldering*).

### 3.2 - Tipos de incêndios florestais

É possível diferenciar três tipos de incêndios florestais:

**a) Incêndios de Superfície:** São caracterizados pela queima da vegetação morta e rasteira, como as herbáceas; da camada de folhas, galhos etc., que se misturam com a terra que cobre o solo da mata bem como dos troncos e, especialmente, de material que tenha sofrido decomposição (húmus). Estes incêndios não causam danos significativos em árvores de grande porte, porém são extremamente prejudiciais às vegetações rasteiras e plantas jovens, principalmente para sua regeneração. Ocorrem em vegetações variadas e são característicos do Brasil e dos países da América Latina.

**b) Incêndios de Copa:** São aqueles que se desenvolvem nas copas das árvores, onde a velocidade e a intensidade do fogo são maiores e mais rápidas, devido à grande

circulação do vento nessas áreas. Ocorrem com maior frequência nas florestas de coníferas e pinares da América do Norte e Europa. Por causa de sua rápida propagação, são os incêndios que mais causam danos à vida humana e silvestre bem como às construções rurais e campestres nesses países.

c) Incêndios Subterrâneos: São incêndios que se propagam debaixo da superfície terrestre, alimentados por matéria orgânica seca, raízes e turfas, bem compactadas, de combustão lenta e contínua. Ao contrário dos anteriores que se multiplicam com maior rapidez devido à presença de maior quantidade de oxigénio na combustão do material, este tipo de incêndio se espalha lentamente.

### 3.3 - Factores ambientais que influenciam na queima da biomassa

As condições do meio ambiente exercem uma influência no processo de queima de biomassa, podendo ditar o tempo de duração da queima, o tamanho da área queimada, a fase em que se encontra a combustão da vegetação, entre outras características. A topografia, condições meteorológicas e o combustível são os principais factores ambientais.

A topografia local pode ter efeitos directos, por exemplo, em terrenos montanhosos as chamas ficam mais próximas do combustível que será consumido, secando e pré-aquecendo a vegetação a uma maior taxa do que se o terreno fosse plano. Os efeitos indirectos da topografia estão relacionados com os diferentes microclimas que são criados afectando a distribuição da vegetação e, conseqüentemente, os tipos de combustíveis que serão consumidos.

As condições meteorológicas que podem afectar o comportamento da queima de biomassa são a temperatura, humidade relativa, direcção e velocidade do vento, entre outras. A temperatura do ar afecta a temperatura do combustível, da qual depende a facilidade da ignição do fogo. O efeito mais importante da temperatura, entretanto, é o efeito na humidade relativa e conseqüentemente no conteúdo de humidade do combustível. O vento tem um efeito significativo no espalhamento do fogo. Fornece oxigénio ao combustível e, combinado com a inclinação do terreno, determina de que modo o fogo se movimenta.

O tipo de combustível que é consumido durante o processo de queima fornece energia para o fogo e é constituído por toda a matéria orgânica morta e/ou viva que se encontra acima e abaixo da superfície do solo. O processo de combustão, associado com os factores ambientais, inicia-se com a fase de pré-ignição. Nesta fase, o calor de uma fonte de ignição aquece os elementos de combustíveis adjacentes. O conteúdo de água do combustível começa a evaporar e o processo de pirólise ocorre, no qual o calor causa decomposição química dos materiais combustíveis, produzindo gases, vapores, alcatrão e carvão. As proporções e quantidades variam amplamente de acordo com as condições sobre as quais ocorre a pirólise. Se um rápido aquecimento ocorre durante a pirólise são produzidos menos carvão, muito alcatrão e gases altamente inflamáveis.

Aquecimento lento durante o processo de pirólise resulta na produção de mais carvão, menos alcatrão e menores quantidades de gases inflamáveis. Gases e vapores combustíveis resultantes da pirólise ascendem sobre o combustível e misturam-se com o oxigénio. A fase de combustão com chamas ocorre quando eles são aquecidos a um ponto de ignição de 700 até 755 K. O calor da reacção da combustão com chamas acelera a taxa de pirólise. Isto causa o lançamento de maiores quantidades de gases combustíveis, as quais também oxidam, causando um aumento na quantidade da combustão com chamas. Os principais elementos produzidos pelas reacções químicas na fase de combustão com chamas são o vapor da água e o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ).

Quando o fogo alcança a fase incandescente, a maioria dos gases voláteis já foram lançados na atmosfera. É a fase da combustão em que uma superfície sólida do combustível está em contacto directo com o oxigénio e ocorre oxidação, geralmente acompanhada pela incandescência. Durante esta fase a combustão é bastante eficiente, libertando monóxido de carbono ( $\text{CO}$ ) e  $\text{CO}_2$ , mas nenhum fumo visível é formado. A fase de combustão sem chamas ocorre após as chamas diminuírem. Gases combustíveis estão ainda sendo lançados pelo processo de pirólise, mas a taxa de lançamento e as temperaturas não são suficientemente altas para manter uma chama persistente.

Durante esta fase, gases condensam por causa das temperaturas mais baixas e muito mais fumo é produzido que durante a combustão com chamas. A extinção do processo de combustão pode ser dada pela diminuição da quantidade de combustível disponível ou pela baixa quantidade de oxigénio em relação à densidade e tamanho do combustível.

Uma descrição mais detalhada sobre as condições meteorológicas que influenciam o comportamento da queima de biomassa e dos processos envolvidos nas fases de combustão pode ser encontrada em “*Fire Effects Guide*”, do “*National Wildlife Coordinating Group Fire Use Working Team*”, 2001.

### 3.4 - Emissões da queima de biomassa

Durante o processo de queima de biomassa, uma grande quantidade de gases e partículas de aerossol são emitidas para a atmosfera afectando tanto a qualidade do ar local, como também, os climas regional e global, através de vários processos atmosféricos com os quais são envolvidos. O material particulado lançado para a atmosfera consiste em carbono preto<sup>1</sup> (*black carbon*<sup>1</sup> -BC), materiais orgânicos e, principalmente de matérias orgânicas parcialmente oxidadas (Andreae, 1991). *Black carbon* inclui as diversas espécies de carbono particulado, que eficientemente absorvem radiação solar causando um aquecimento na atmosfera e menos penetração de energia solar na superfície (Crutzen e Andreae, 1990).

O CO<sub>2</sub> é um dos principais gases que são emitidos pela queima de biomassa, juntamente com outros gases que são produtos da combustão parcial de combinações de carbono, tais como CO, CH<sub>4</sub> (metano) e outros hidrocarbonetos, e de combinações contendo outros elementos nutrientes, tais como óxido nítrico (NO) e dióxido de enxofre (SO<sub>2</sub>) (Andreae, 1991).

As partículas de fumo se dispersam rapidamente na atmosfera, ficando geralmente presas sob uma camada de inversão. O fumo mistura-se com emissões biogénicas de florestas, com partículas de solo em suspensão na atmosfera e com outros poluentes antropogénicos (figura 3.2). Os fogos mais intensos têm, frequentemente, uma nuvem tipo *cumulus* sobre eles, que pode processar o fumo antes de lançá-lo para camadas mais altas da atmosfera. Em muitos casos, estas nuvens penetram através da camada de inversão e lançam o fumo para a troposfera livre, onde pode ser transportado horizontalmente com a predominância do vento horizontal.

---

<sup>1</sup> O carbono preto (*black carbon*) consiste de pequenas partículas de carbono emitidas directamente por processos de combustão incompleta. Ao serem geradas, estas partículas têm diâmetros entre 5 e 20 nm, entretanto, elas coagulam rapidamente, formando estruturas mais compactas e atingindo diâmetros de várias dezenas de nanómetros (Raes et al., 2000)

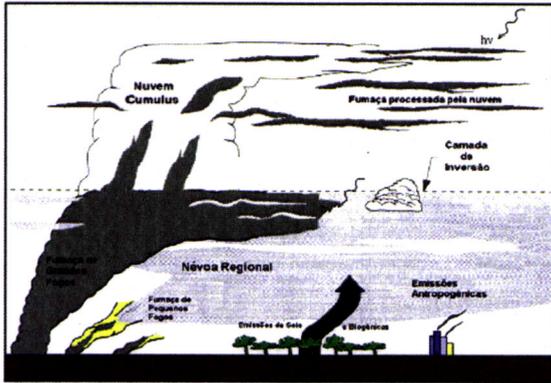


Figura 3.2: Diagrama esquemático da evolução das plumas de fumo produzidas pela queima de biomassa a partir de suas fontes (Adaptada de Reid et al., 1998).

Estas camadas de fumo apresentam uma grande extensão horizontal e são relativamente, transportadas para lugares do seu local de origem (Pickering et al., 1996). Ao ser dispersado, o fumo sofre transformações fotoquímicas, conversão gás-partícula e coagulação, entre outros processos. Além disso, o fumo pode entrar dentro de nuvens na camada limite, aumentando as taxas de algumas reacções químicas (Reid et al., 1998).

Freitas et al. (2000) reportaram o transporte de poluentes da baixa para a alta troposfera através da convecção profunda. Segundo o autor, este transporte depende primeiramente de como está a estrutura atmosférica envolvendo a turbulência na CLA e o campo de vento no qual os poluentes podem ser dispersos e advectados respectivamente. A ocorrência de convecção profunda perto de regiões poluídas é um importante mecanismo no processo de transporte, pois carrega dentro das massas de ar altas concentrações de poluentes. O transporte de poluentes para a alta troposfera, segundo Dickerson et al. (1987), sugere que tempestades fortes são, em média, rápidas transportadoras verticais de gases. Instrumentação a bordo de aviões mostrou que as concentrações são altas em regiões da bigorna da nuvem tipo *cumuluminbos* (11 km).

As fontes emissoras associadas às queimadas emitem gases e partículas a temperaturas superiores àquelas da atmosfera ambiente, tendo assim uma flutuação positiva que transporta estes materiais verticalmente para cima. Um dos factores determinantes para a altura final em que estes materiais são injectados na atmosfera é a estabilidade termodinâmica.

Outro factor é a interacção entre o fumo e o ambiente, através de turbilhões que arrastam ar ambiente frio para dentro da pluma de fumo, o que provoca uma diluição desta e reduz a flutuação. Tipicamente, incêndios em cerrado e pastagem injectam material dentro da própria CLA, enquanto que incêndios em florestas, com alta densidade de biomassa sendo queimada e uma taxa de calor da ordem de 10 GW durante algumas horas,

conseguem injectar o fumo directamente na baixa e média troposfera (3 a 10 km de altura) desenvolvendo os pirocumulus.

A mistura turbulenta da camada limite diurna, também transporta verticalmente estes materiais, tendendo a homogeneíza-los por toda a camada de mistura. Na direcção horizontal, a advecção pelo vento domina o transporte, arrastando os materiais na direcção do fluxo da atmosfera dentro da CLA. O arrastamento no topo da CLA e processos convectivos húmidos actuam para transportar estes materiais para a troposfera, rompendo a estabilidade no topo da CLA.

Sistemas convectivos rasos e não precipitantes formam-se no topo da CLA e, tipicamente, actuam transportando gases e partículas para a baixa troposfera, e desta forma ajudam à dispersão dos poluentes. Sistemas convectivos profundos e precipitantes actuam de formas distintas dependendo da natureza hidrosopia (é a capacidade que apresenta um material de absorver a água da atmosfera a partir de um determinado grau de humidade da mesma) dos traçadores. CO<sub>2</sub> e CO, por exemplo, possuem baixa hidrosopia, e desta forma são transportados pelas correntes ascendentes até o topo da nuvem na alta troposfera onde são reenviados para o ambiente.

Por outro lado, partículas de fumo podem actuar como núcleos de condensação de água formando gotas de chuva que precipitam, sendo removidos da atmosfera, processo denominado por remoção húmida. Sistemas convectivos induzem também a formação de correntes descendentes que trazem partículas de ar da média troposfera para a CLA, diluindo e arrefecendo a atmosfera local. As interacções de camadas de ar com a superfície terrestre induzem também a remoção de material, num processo denominado deposição seca. A figura 3.3 ilustra os principais mecanismos de redistribuição de emissões de queimadas na atmosfera.

Vários autores (Chatfield e Crutzen, 1984; Dickerson et al., 1987; Pickering et al., 1988; Thompson et al., 1994; Chatfield et al., 1996; Longo et al., 1998; Andreae et al., 2001, Freitas et al., 2000, 2005) têm estudado o transporte de gases vestígios e aerossóis de queimadas na América do Sul e na África, com especial atenção ao transporte por circulações associadas à convecção húmida e profunda mostrando a importância deste mecanismo na distribuição de poluentes para a alta e média troposfera, e, conseqüentemente, nas questões de mudanças climáticas.

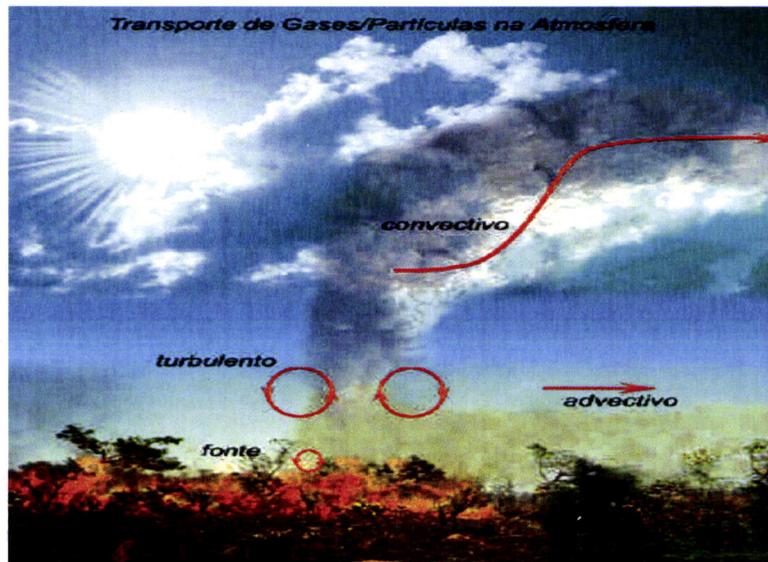


Figura 3.3: Ilustração dos principais mecanismos físicos de redistribuição de emissões de queimadas na atmosfera.

### 3.5 - Efeitos climáticos na queima de biomassa

Partículas de fumo afectam directa e indirectamente o forçamento radiativo climático, através da interacção com a radiação solar e com as nuvens que reflectem a radiação solar de volta para o espaço (Penner et al., 1992). O efeito directo no forçamento radiativo climático pelas partículas de aerossóis de fumo está associado às mudanças no balanço de radiação à superfície, pois reflectem a radiação solar de volta para o espaço provocando um resfriamento na superfície terrestre e, também, absorvendo radiação de onda longa que faz aumentar o efeito de estufa e resulta num aquecimento da atmosfera.

As emissões de queimadas possuem vários efeitos importantes no equilíbrio climático e biogeoquímico do planeta. Além do  $\text{CO}_2$ , as emissões de metano ( $\text{CH}_4$ ) e  $\text{NO}_x$ , também contribuem para aumentar o efeito de estufa na atmosfera. As emissões de metano são da ordem de 1% da quantidade de  $\text{CO}_2$ , porém o efeito radiativo da molécula de  $\text{CH}_4$  é 25 vezes maior que a de  $\text{CO}_2$  (Houghton, 1990).

No caso do  $\text{CO}_2$ , a emissão durante a queimada pode ser reincorporada na vegetação, no restabelecimento do ciclo anual, porém, em situação de desflorestamento, isto pode não ocorrer, pois a recomposição da floresta nativa, dar-se-á durante um longo tempo (da ordem de várias décadas), provocando uma emissão líquida para a atmosfera. Na presença de radiação solar e altas concentrações de  $\text{NO}_x$ , a oxidação de CO e hidrocarbonetos é acompanhada da formação de ozono ( $\text{O}_3$ ), outro gás com efeito de

estufa. As partículas de aerossol emitidas pelas queimadas, com um tempo de residência na atmosfera da ordem de uma semana (Kaufman, 1995), durante a estação seca, compõem uma espessa camada de fumo sobre as regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil.

As altas temperaturas envolvidas na fase de chamas da combustão e a ocorrência de circulações associadas às nuvens devido à entrada de frentes frias, favorecem o movimento convectivo ascendente e podem ser responsáveis pela elevação destes poluentes até a troposfera, onde podem ser transportados para regiões distantes das fontes emissoras. Este transporte resulta numa distribuição espacial de fumo sobre uma extensa área, ao redor de 4-5 milhões de km<sup>2</sup>, muito superior à área onde estão concentradas as queimadas.

Os efeitos destas emissões excedem, portanto, a escala local e afectam regionalmente toda a composição e propriedades físicas e químicas da atmosfera. Em escalas regional e global, estas emissões de queimadas alteram o balanço radiativo da atmosfera, através dos efeitos directos das partículas de aerossóis, ao reflectir e espalhar a radiação solar de volta para o espaço, reduzindo a quantidade absorvida pela superfície terrestre, e ao absorver radiação solar, aquecendo a atmosfera.

Jacobson (2001) sugere que o aquecimento atmosférico devido aos aerossóis do tipo carbono preto (*black carbon*) poderia equilibrar o efeito de resfriamento associado a outros tipos (sulfatos), e que o forçamento radiativo directo deste pode exceder aquele associado ao CH<sub>4</sub>. Desta forma, partículas de aerossol, produto de processos de combustão incompleta, estariam atrás somente do CO<sub>2</sub>, na contribuição para o aquecimento radiativo da atmosfera.

O balanço de radiação e o ciclo hidrológico também podem ser afectados indirectamente pelas emissões de queimadas, via alterações na microfísica e na dinâmica de formação de nuvens (Kaufman, 1995), em função de uma maior disponibilidade de núcleos de condensação de nuvem e gelo na atmosfera, os quais promovem mudanças no espectro de gotas de nuvem (Andreae et al., 2004; Koren et al., 2004, Rosenfeld, 1999, Cotton e Pielke, 1996) e estabilização termodinâmica (Longo et al., 2004). Isso ocorre porque essas nuvens podem tornar-se mais reflexivas, devido ao aumento do número de núcleos de condensação, ou mais absorventes, graças à presença do carbono grafítico produzido pela combustão da biomassa. (Andreae, 1991; Kaufman et al., 1992). Como as nuvens

são um dos principais reguladores do balanço de calor na Terra, qualquer modificação em suas propriedades, em larga escala, pode produzir grande impacte sobre o clima (Andreae, 1991; Lenoble, 1991).

O aumento da concentração de partículas de aerossol impõe a produção de gotas de nuvem menores e em maior número, produzindo dois efeitos: primeiro, a maior quantidade de gotas reflecte mais radiação solar de volta para o espaço (portanto resfriando a atmosfera), e, segundo, o tamanho menor será menos favorável para a produção de chuva, pois gotículas muito pequenas não tendem a aglutinarem-se para formar as grandes gotas que precipitam.

Por outro lado, a estabilização termodinâmica imposta pela interacção directa das partículas de aerossol com a radiação solar (diminui o aquecimento na baixa atmosfera por redução da radiação solar), restringe a ascensão de células convectivas geradas próximo à superfície e, assim, inibe a formação de nuvens. Este conjunto de factores sugere que os efeitos das queimadas podem extrapolar a escala local e afectar, de maneira importante, o ciclo hidrológico numa escala regional e o padrão da redistribuição planetária de energia dos trópicos para as latitudes médias e altas.

Além disto, o transporte destas emissões de queimadas para regiões distantes das fontes emissoras e a deposição seca ou húmida durante esse transporte podem, ao longo do tempo, produzir alterações nos ciclos biogeoquímicos naturais e na dinâmica de nutrientes tanto das regiões emissoras quanto das regiões receptoras. Também é necessário estudar o efeito potencial na biota marinha devido ao impacte da deposição dos produtos de queimadas e da redução da radiação solar à superfície nas áreas oceânicas vizinhas.

O aumento da frequência de incêndios, naturais ou antropogénicos, provoca um período de cobertura vegetal mais curto, altera o armazenamento de nutrientes e a produtividade primária local, resultando na diminuição de biomassa sobre vastas áreas. Também introduz uma grande quantidade de gases na atmosfera, entre os quais pode-se citar o monóxido de carbono, o hidrogénio molecular, o metano, o óxido nítrico, o óxido nítrico, o dióxido de nitrogénio, os clorofluorcarbonetos, os compostos hidrocarbonetos, além de outros gases surgidos em reacções secundárias (Crutzen et al., 1979). Como exemplo, podemos citar as reacções fotoquímicas nas quais podem participar o monóxido

de carbono, metano, óxidos de azoto, compostos hidrocarbonetos que podem modificar o balanço regional e sazonal de ozono e hidroxilos, alterando o potencial de oxi-redução da atmosfera e, conseqüentemente, uma variedade de outras reacções atmosféricas (Crutzen et al., 1979; Greenberg et al., 1984).

Em escalas continentais e globais, as queimadas constituem uma das principais fontes de gases vestígios e de aerossóis para a atmosfera, com um papel essencial nas mudanças do clima global (Crutzen e Andreae, 1990; Andreae et al., 1996; Flannigan et al., 2000; Page et al., 2002). Dos gases emitidos pela combustão da biomassa, o CO<sub>2</sub> é o que desperta maior preocupação, pois liberam grandes quantidades desse gás em curtos intervalos de tempo, contribuindo para o aquecimento global (Potter et al., 2001; Diaz et al., 2002). Muitos gases, além do CO<sub>2</sub>, são emitidos nas queimadas e participam da circulação atmosférica global: NO<sub>x</sub>, NO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, e outros hidrocarbonetos são alguns exemplos. Muitos contribuem para o efeito estufa, como o CO, CH<sub>4</sub> e NO<sub>2</sub> e para a elevação da concentração de ozono, como o CH<sub>4</sub>, CO e NO<sub>x</sub> (Crutzen e Andreae, 1990; Lashof, 1996; Goode et al., 2000; Kato et al., 2002).

Nesse cenário, informações espaciais e temporais sobre ocorrências de queimadas, bem como quantificações da área e da biomassa afectada pelo fogo são prioritárias. Essas informações são necessárias para a determinação do regime de queima nos diversos ecossistemas. Além disso, vários modelos de mudanças globais requerem estimativas de emissões de gases e aerossóis proveniente da combustão da biomassa.

### 3.6 - O papel da detecção remota na caracterização de queimadas

Para se incluírem informações dos efeitos das emissões de queima de biomassa nos modelos numéricos de transporte, de previsão meteorológica e climática são necessárias as parametrizações dos principais processos envolvidos, entre eles a emissão das partículas de aerossol para a atmosfera durante o processo de queima. Entretanto, devido às regiões onde acontecem os incêndios serem, na maioria das vezes, áreas distantes e inacessíveis, a detecção remota torna-se a melhor maneira de quantificar o impacte da queima de biomassa na química atmosférica global.

O advento da detecção remota, no início da década de 1970 revelou ao mundo a

dimensão do uso do fogo no planeta. Imagens orbitais mostraram que as queimadas de origem humana eram amplamente utilizadas em vários ecossistemas, inclusive naqueles em que o fogo natural é extremamente raro, como na floresta Amazónica (Kauffman e Uhl, 1990).

Posteriormente, as queimadas e os incêndios florestais foram apontados como uma das principais fontes de carbono e outros gases traço para a atmosfera, contribuindo para mudanças climáticas globais (Crutzen et al., 1979; Seiler e Crutzen, 1980). Elas foram consideradas também como um dos principais agentes de alteração de ecossistemas e de redução da biodiversidade, sobretudo nas regiões tropicais (Kauffman e Uhl, 1990). A partir da década de 1980, as queimadas ganharam enorme importância, tornando-se objecto de estudo de várias áreas científicas, interesse que se mantém no presente.

A detecção remota, através do uso de imagens orbitais, pode fornecer dados de cobertura do solo em grandes áreas, a intervalos regulares, com maior rapidez na colecta e análise de dados a um custo menor, se comparado com os métodos convencionais (por exemplo, o uso de redes de guardas florestais e levantamento de campo), sendo uma tecnologia que permite monitorar mudanças ambientais. Actualmente existem satélites de uso comercial com imagens de alta resolução espacial (30,0 m a 0,5 m), que, entretanto, são utilizados para estudos locais, não tendo uma relação custo/benefício conveniente na análise de um “problema” de escala continental como o das queimadas. Fontes de emissão de gases e partículas associadas com actividades de queima de biomassa em florestas tropicais, cerrado e pastagens são parametrizadas e introduzidas no modelo.

Os satélites meteorológicos, embora possuam uma resolução espacial baixa (cerca de 1,1 km x 1,1 km no nadir), são importantes para o estudo de recursos naturais, pois possuem uma cobertura sinóptica (de extensão continental), têm uma resolução espectral que inclui bandas espectrais, desde o visível às microondas e alta resolução temporal (o sistema recebe duas passagens ao dia para cada um dos satélites em operação), facilitando o estudo de fenómenos de curta duração tais como incêndios florestais.

A detecção de incêndios florestais, por meio da detecção remota, iniciou-se por volta de 1961, por entidades ligadas ao USFS (United States Forest Service), Serviço Florestal dos Estados Unidos da América (EUA), num programa experimental que teve a duração de dez anos e desenvolveu estudos sobre sensores de imagens no infravermelho térmico

transportados em aeronaves, realizando testes sobre as características espectrais de queimadas e de sensores.

Dozier (1981) demonstrou a capacidade que os radiómetros multiespectrais têm para identificar fontes de calor na superfície terrestre, mesmo quando elas não ocupam a totalidade da área do pixel (1,21 km<sup>2</sup>), tendo proposto um algoritmo para determinar a porção do pixel “contaminada” pela fonte de calor, assim como a sua temperatura de brilho; isso é possível pelo facto de que, quanto maior for a temperatura de um corpo, a radiância integrada para a banda 3 (3,55 – 3,93 μm para o AVHRR do NOAA-6) será muito maior do que a da banda 4 (10,5 - 11,5 μm).

Além da detecção e caracterização dos focos de incêndio, têm-se desenvolvido técnicas de detecção remota destinadas a observar e quantificar os efeitos dos produtos emitidos. Os produtos do sensor MODIS (*MODerate – resolution Imaging Spectroradiometer*), a bordo dos satélites TERRA e AQUA são utilizados para detectar fogo, estimar a taxa de emissão de energia radiativa do fogo e a fracção de biomassa que é queimada na fase de combustão sem chamas. A ênfase das medidas do sensor é nas aplicações da queima de biomassa, em particular, na determinação das propriedades ópticas e físicas de nuvens das medidas de reflexões espectrais e emissão térmica. O instrumento é equipado com dois canais especiais para a identificação de incêndios activos e fornece dados globais de incêndios diários bem como a estimativa da taxa de emissão da energia radiativo.

Adicionalmente, sobre os Oceanos é derivada também a distribuição de tamanho das partículas aerossol e sobre áreas continentais a sua provável origem, diferenciando partículas de aerossol de queimadas, de solo e sulfatos. O produto índice de aerossol, obtido a partir de medidas com o sensor TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer), possibilita a observação de aerossóis absorventes de radiação ultravioleta, tais como aqueles associados à queima de biomassa e às tempestades de poeira em desertos. Também a bordo do satélite Terra, o sensor MOPITT (Measurements of Pollution In The Troposphere) permitiu a observação de CO e CH<sub>4</sub>.

O MOPITT mede a radiação emitida pela superfície terrestre no canal do infravermelho e isola a energia irradiada pelas moléculas de CO e CH<sub>4</sub>, possibilitando, desta maneira, a determinação das concentrações destas espécies químicas na troposfera. O MOPITT possibilita a geração de mapas globais de concentração destas espécies para estudos de

química atmosférica e validação de modelos numéricos.

### 3.7 - Planeamento contra incêndios florestais

O planeamento contra incêndios florestais é de grande importância, pois requer a aplicação de táticas variadas e utilização de equipas completas com formação pessoal distinta e específica formando um todo com um só objectivo. Neste sentido, é necessário preparar as florestas, campos e pastagens e outros obstáculos contra incêndios, instalar sistemas de detecção e comunicação que permitam atacar e extinguir rapidamente o fogo, quando houver possibilidade, é ecologicamente correcto mesclar espécies vegetais resistentes ao fogo, para dificultar o avanço dos incêndios.

Plantar espécies vegetais que têm a capacidade de armazenar água ou que vivem em lugares húmidos, em áreas limítrofes, favorecendo a formação de aceiros (barreira natural ou construída, destinada a causar descontinuidade do material combustível (ex.: rios, estradas)) naturais, pois essas espécies aumentam a humidade relativa do ar, além de desenvolver trabalho educativo objectivando sensibilizar e esclarecer a comunidade sobre a necessidade e importância na prevenção dos incêndios florestais.

Impedir totalmente que os incêndios ocorram é praticamente impossível. Porém, é fundamental impedir seu avanço no ecossistema. As actividades de prevenção começam com a construção de acessos livres, caminhos, picadas, pontes nas florestas, matas, serras, montanhas para facilitar a segurança e penetração de brigadas nas áreas de ocorrência dos incêndios.

Para a comunicação, detecção e realização dos primeiros combates ao fogo é necessária a construção de cabanas, de barracas e de abrigos, em pontos estratégicos, com equipamentos úteis e ferramentas imprescindíveis a essas actividades. Além disto, a construção de torres de observação em pontos estratégicos permite o máximo de visibilidade ao observador na identificação dos focos de incêndios e na comunicação destes ao chefe da equipa.

Nas áreas de alto risco de incêndios é essencial, como medida de prevenção, que as autoridades competentes supervisionem as queimas realizadas pelos agricultores. Por sua vez, o agricultor, ao pretender fazer queima controlada, necessita preparar o terreno

(fazendo aceiros ou corta-fogo) adequadamente, eliminando todo e qualquer material combustível, como gramíneas, herbáceas e restos de cultura. É importante, ainda, evitar a queima de grandes áreas (acima de 10 hectares) ao mesmo tempo para impedir a passagem de faíscas sobre os aceiros para outras áreas. Em áreas mecanizadas, o uso de máquinas pesadas para fazer aceiros, retirando o material combustível inflamável é aconselhável para não permitir que o fogo alcance outras áreas.

### 3.7.1 - Queimadas Controladas ou Prescritas

É a aplicação controlada de fogo na vegetação natural ou plantada em determinadas condições ambientais que permitam ao fogo manter-se confinado em uma determinada área e ao mesmo tempo produzir uma intensidade de calor e velocidade de espalhamento desejáveis aos objectivos de manejo. Existem diversas formas de queima controlada, que podem ser utilizadas com vantagens sobre o uso tradicional:

- a) Queimada central: é feita em terrenos planos, colocando fogo em vários pontos do centro da área, em forma de círculos. Deste modo, a força do fogo será maior na parte central do terreno e facilitará o trabalho da equipa envolvido nesta tarefa;
- b) Queimada em faixa: coloca-se fogo contra o vento, a partir da base do aceiro;
- c) Queimada contra o vento: esta é a queimada básica onde inicia o fogo numa extremidade do terreno, de modo que queime ladeira abaixo ou contra o vento;
- d) Queimada em faixas horizontais: coloca-se fogo contra o vento, a partir da base do aceiro e, em seguida, a favor do vento;
- e) Queimadas em faixas verticais: o fogo é ateado contra o vento, a partir do aceiro base. Depois inicia-se o fogo a favor do vento, lado a lado com a inclinação do terreno;
- f) Queimada em vegetação dispersa: começar com o fogo contra o vento, lentamente, sempre partindo da base do aceiro;
- g) Queimada em faixas com fogo contra o vento: é uma maneira fácil e segura de se limpar terrenos, porém é importante observar bem a estabilidade e direcção do vento;

h) Queimadas por pontos: o fogo é posto contra o vento a partir do aceiro base, com a vantagem que nenhum fogo vai ser grande nem difícil de se controlar;

i) Queimadas em cunho a favor do vento: coloca-se fogo, ao mesmo tempo, em vários pontos da borda do terreno, sempre a partir do aceiro base. Esta prática é recomendada somente para vegetação leve.

Para realizar uma queima controlada ou prescrita é fundamental estar atento que todo o tipo de queima requer um estudo prévio para conhecimento das condições ideais para a sua realização; verificar a área a ser queimada, tipo de vegetação, temperatura local, humidade do ar e equipa disponível para evitar perigos futuros. É imprescindível queimar, antecipadamente, as acumulações de materiais combustíveis (lenhosos) na linha de controlo do fogo e não abandonar a área incendiada até a completa extinção do fogo.

Uma das principais formas de estudar e avaliar as mudanças climáticas induzidas por emissões de queimadas e outras intervenções antropogénicas é através de projecções futuras do estado atmosférico incluindo estas perturbações. Estas projecções são obtidas com modelos matemáticos resolvidos numericamente em super-computadores. Assim, para se obter resultados que sejam fisicamente consistentes, os modelos atmosféricos devem correctamente incorporar as emissões de queimadas e tratar apropriadamente o transporte e a interacção destas emissões com o ambiente.

### 3.8 - Modelação numérica da dispersão atmosférica

Considerando que o presente trabalho tem como objectivo principal a simulação computacional de experimentos de dispersão de poluentes atmosféricos é importante se identificar as principais limitações. O comportamento dos poluentes com as condições meteorológicas tem sido estudado por vários pesquisadores através de colecta e análise de amostras de constituintes atmosféricos, análise dos processos físico-químicos na atmosfera, dos processos de remoção e de parâmetros meteorológicos com resolução espacial e temporal, fornecendo subsídios para evolução da modelação, através de modelos de dispersão combinados com modelos receptores, possibilitando uma abordagem cientificamente mais consistente para a descrição dos problemas de poluição do ar.

A modelação da dispersão de poluentes é um processo extremamente complexo, devido ao facto de que os escoamentos na baixa atmosfera, denominada de camada limite atmosférica (CLA, descrito no item 2.3) são influenciados pela turbulência (item 2.4) e portanto, os modelos devem ser capazes de simular em pormenor os efeitos da turbulência para obter previsões confiáveis. Assim, os modelos de dispersão podem ser considerados como ferramentas importantes na avaliação e controlo da qualidade do ar. Quando há emissão de uma determinada quantidade de poluente, é muitas vezes necessário determinar qual a concentração que esse poluente terá a determinada distância da fonte; a partir de informações sobre a fonte emissora, das quantidades emitidas e das condições meteorológicas, pode-se obter uma previsão das concentrações do poluente em qualquer localidade.

Os modelos de dispersão podem classificar-se em três categorias: Analíticos, Numéricos e Estatísticos.

- a) **Analíticos:** são modelos baseados em soluções analíticas da equação de difusão. Os exemplos mais conhecidos de modelos analíticos são os modelos gaussianos que em geral, apresentam um custo computacional baixo.
- b) **Numéricos:** são baseados em soluções numéricas da equação da difusão, expressando-se as derivadas temporais e espaciais em diferenças finitas. A principal vantagem destes modelos está na maior abrangência das situações meteorológicas que pode ser utilizado e a desvantagem está relacionada com os problemas numéricos (erro, estabilidade, etc) inerentes à discretização e no custo operacional.
- c) **Estatísticos:** Os modelos estatísticos de funções empíricas obtidas a partir da análise estatística dos dados também como modelos estocásticos, requerem um conjunto de observações que seja estatisticamente significativo para serem obtidos.

Existem duas principais abordagens para a solução do problema do transporte de poluentes, a euleriana e a lagrangiana (figura 3.4).

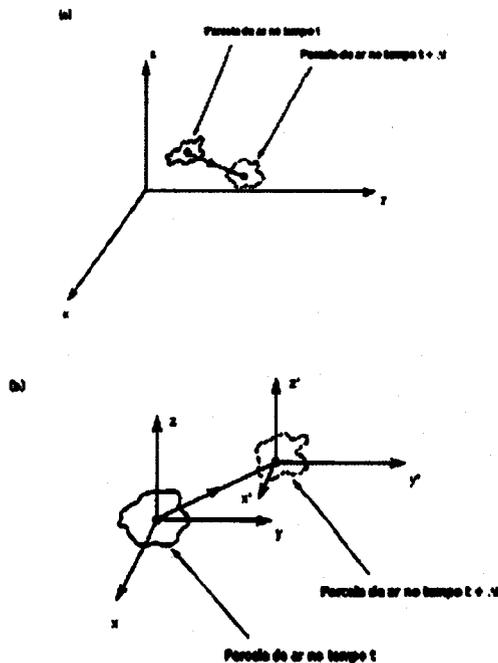


Figura 3.4: Sistemas de referência euleriano (a) e lagrangeana (b). (Adaptado de Zannetti, 1990).

A abordagem da descrição euleriana é feita quando o sistema de coordenadas é fixo no espaço. As propriedades do fluido, como densidade, temperatura e velocidade são calculados num ponto fixo no espaço  $(x, y, z)$  no tempo  $t$  (Figura 3.4a).

Na descrição lagrangiana o sistema de coordenadas (Figura 3.4b) é baseado na posição de uma partícula em um tempo  $t$ , relativo a sua posição  $(a, b, c)$  em um tempo de referência  $t_0$ , ou seja, o processo de dispersão de poluentes refere-se à determinação da evolução espacial e temporal do poluente através do acompanhamento da trajectória das partículas do fluido em movimento.

Na modelação euleriana, a dispersão é estudada em termos de uma equação diferencial parcial para a conservação da massa de uma espécie química poluente considerada, sendo resolvida em uma malha (grade) fixa no tempo e no espaço, fornecendo valores médios de concentração para os poluentes considerados, num ponto no espaço. A densidade do fluido em movimento pode ser também representado em termos de coordenadas espaciais, ou seja, em termos de  $x$  com  $\rho(x, t)$ , que corresponde a densidade das vizinhança da partícula que está no ponto  $x$  no instante  $t$ , representando as propriedades de um fluido em movimento. Tais modelos são os mais adaptados a enfrentar os problemas complexos, como por exemplo, a dispersão de poluentes sobre topografia complexa ou a difusão de poluentes.

As coordenadas lagrangianas são fisicamente mais naturais na descrição do movimento do fluido, no entanto são muito mais difíceis no tratamento matemático. Segundo Zannetti (1990) vários tipos de modelos podem ser classificados como lagrangianos, entre eles, estão os modelos de caixa lagrangianos, de pluma gaussiana, modelos de *puff* gaussianos e modelos de partículas lagrangianas. Os modelos lagrangianos de partículas são ferramentas cada vez mais utilizadas actualmente no estudo do transporte e dispersão

de poluente.

A classificação de modelos em uma única categoria não é uma tarefa simples, segundo Santos (2000) já que muitas vezes existem características dos modelos que se encaixam em mais de uma categoria. Por exemplo, um modelo Gaussiano poderia ser classificado como um modelo estatístico já que assume uma distribuição estatística particular para os perfis de concentração. Por outro lado, o mesmo poder ser também classificado como uma abordagem de gradiente de transporte obtido a partir da solução da equação fundamental que descreve o processo de transporte.

O modelo gaussiano fundamentado na solução da equação de transporte e difusão na atmosfera, para o caso em que o vento e o coeficiente de difusão turbulenta são constantes com a altura, descrevendo um campo de concentrações tri-dimensional gerado por uma fonte pontual elevada considerando as condições meteorológicas. A solução representa situações reais através de parâmetros empíricos, os chamados “sigmas”. Podem ser estacionários (independentes do tempo e considerados “modelos pluma”) e os que dependem do tempo (os modelos “*puff*”). São utilizados para a estimativa da dispersão de gases e partículas na CLA, mas com algumas limitações como a superfície do terreno ser considerado plano e que o poluente se dispersa em uma turbulência homogênea. Normalmente, em casos práticos de cálculo de concentração, a aproximação gaussiana incorpora parâmetros de dispersão associados à classes de estabilidade (descrito no item 2.7). O problema básico com estes esquemas simples de quantificação da turbulência é que eles abrangem uma faixa muito grande de condições de estabilidade.

Os modelos de pluma gaussiana podem ser considerados como uma subclasse dos modelos lagrangianos e eulorianos (Longhetto, 1980). São aplicados em situações de vento constante e turbulência homogênea, que dificilmente são encontrados na CLA. A solução da expressão básica da descrição Lagrangiana, que dá a probabilidade da concentração de um poluente num ponto da atmosfera, para o caso de fonte estacionária, resulta na chamada equação da pluma gaussiana, que é a base do modelo da pluma gaussiana, derivado da equação de difusão-advecção em situações idealizadas (Degrazia 1996).

Os modelos gaussianos tipo *puff* foram desenvolvidos para aplicações de emissões não estacionárias em condições de dispersão não homogêneas e meteorológicas variando,

(Zannetti 1990). Estes modelos têm a vantagem adicional de poderem ser aplicados a condições de calmaria ou de ventos fracos, onde os modelos gaussianos não se aplicam, possuindo uma aplicabilidade bem maior, com a pluma representada por uma série de nuvens de material poluente (figura 3.5).

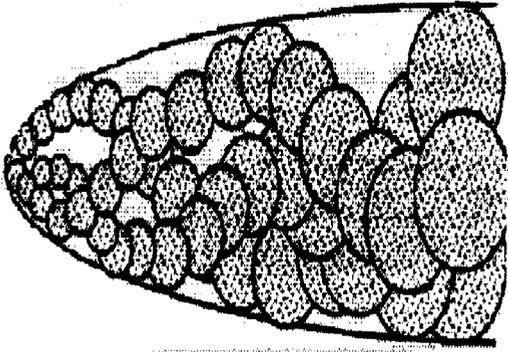


Figura 3.5: Representação de uma pluma pela aproximação do tipo puff (adaptado de Haan, 1995).

Consideram que cada emissão de poluentes, injecta na atmosfera uma quantidade de massa  $\Delta M = Q\Delta t$ , onde  $Q$  é a taxa de emissão transiente. O centro do *puff*, contendo esta massa, é transportado de acordo com o vector velocidade do vento local. Tradicionalmente, os modelos de dispersão atmosférica, que considera a pluma com distribuição gaussiana, são utilizados para situações de interesse prático.

Estes modelos simplificam a modelação e facilita o processamento numérico computacional, mas a sua aplicação fica comprometida quando situações reais envolvem forte irregularidade do meio, grande complexidade meteorológica ou mecanismos de reacção química (Seinfeld e Pandis, 1998).

Modelos de Equação de transporte são baseados na equação de conservação de massa de uma substância que é transportada por um campo de escoamento:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial(u_i c)}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[ -D_m \frac{\partial c}{\partial x_i} \right] \quad (3.2)$$

A solução da equação 3.2 requer o conhecimento do campo do escoamento onde ocorre o transporte do contaminante. Como mencionado anteriormente, o escoamento atmosférico é turbulento, o que aumenta a complexidade do cálculo do escoamento. Apesar desse cenário, e do facto que as equações de Navier-Stokes sejam adequadas para a descrição rigorosa do fenómeno da turbulência, não há expectativa da obtenção de soluções numéricas directas (sem a utilização de aproximações através de modelamento) para situações mais complexas num futuro próximo. O problema é que os escoamentos turbulentos são sempre tridimensionais e transientes, caracterizando-se pela presença de

vórtices, com uma ampla faixa de escalas de comprimento e de tempo, que requerem níveis de discretização espacial e temporal extremamente pequenos para as suas correctas caracterizações. Embora simulações numéricas directas a partir das equações de Navier-Stokes (“Direct Numerical Simulation” DNS) tenham sido realizadas recentemente para situações relativamente simples de escoamentos turbulentos, a magnitude dos recursos computacionais envolvidos nessas simulações indicam que a solução directa de escoamentos complexos terá que ser aguardada ainda por algumas décadas (Deschamps, 1998). Deve-se ressaltar, no entanto, que simulações deste tipo permitem a obtenção de informações sobre parâmetros de difícil obtenção experimental. Por esta razão, apesar da limitação na análise de situações complexas de escoamentos, a simulação directa pode e tem sido utilizada para o melhor entendimento da turbulência.

Uma alternativa considerada para a solução numérica de escoamentos turbulentos recebe o nome de Simulação de Grandes Escalas (“Large Eddy Simulation” – LES). Essa técnica é similar a DNS pois tenta resolver parte da turbulência, portanto tridimensional e transiente. No entanto, as discretizações espacial e temporal adoptadas são aplicadas somente aos maiores vórtices, o que diminui consideravelmente os recursos computacionais necessários para a simulação.

Embora informações sobre as menores escalas do escoamento turbulento sejam relevantes, em muitas situações é suficiente uma descrição do escoamento médio. O conceito de tensão de Reynolds, introduzido por Osbourne Reynolds (1895), usa esta concepção e é o ponto de partida para a vasta maioria das simulações de escoamentos. De acordo com este método, qualquer propriedade do escoamento pode ser expressa através de uma quantidade média e da flutuação associada à turbulência. Por exemplo, a componente de velocidade instantânea  $u_i$  na direcção  $x_i$  pode ser escrita como a soma de uma velocidade média  $\overline{u}_i$  e uma flutuação de velocidade  $u_i'$  em torno da média:

$$u_i = \overline{u}_i + u_i' \quad (3.3)$$

Aplicando esta definição para todas as quantidades envolvidas no escoamento, pode-se deduzir uma equação para a descrição do escoamento médio através de uma média temporal das equações de Navier-Stokes. Este método é uma espécie de filtro que remove as flutuações das variáveis dependentes, permitindo o uso de malhas bem menos

refinadas e o emprego de hipóteses simplificadoras (tais como: escoamento bidimensional, regime permanente e etc.) que implica na redução drástica dos recursos computacionais requeridos.

Os modelos meteorológicos fornecem informações como campo de vento, distribuição de temperatura na horizontal e na vertical, classes de estabilidade da atmosfera, altura de mistura e outros parâmetros necessário para os modelos de dispersão e do transporte atmosférico. Os modelos meteorológicos podem ser classificados como diagnósticos e prognósticos. Os modelos diagnósticos utilizam observações meteorológicas ou saídas de outros modelos para produzir os campos de velocidade necessários aos modelos de dispersão, a partir das equações de conservação, sem os termos de variação temporal, ou seja, estes modelos calculam a melhor solução para os campos de velocidade de um determinado local e tempo, a partir das informações meteorológicas fornecidas e em geral, utilizam procedimentos do tipo análise objectiva. Os modelos prognósticos, por sua vez, resolvem as equações de conservação avançando no tempo. Estes modelos fornecem os campos de velocidades, temperaturas e outras variáveis de interesse, de acordo com o que o modelo possa necessitar.

Os grandes avanços na modelação numérica da atmosfera obtidos nas últimas décadas tornaram possível prever, com um grande grau de precisão, circulações atmosféricas relevantes para a dispersão de poluentes num determinado local, a partir da integração das equações utilizando métodos numéricos, denominada como previsão numérica do tempo. Com os avanços nas técnicas de solução e melhorias na representação dos processos físicos, é possível actualmente, representar com um elevado grau de precisão os fenómenos atmosféricos das mais diversas escalas de tempo e espaço. Os chamados modelos regionais de previsão são actualmente as ferramentas mais avançadas na representação destes fenómenos. Como exemplos, Smith et al., (1978) e Gillani et al., (1978) estudaram o transporte de SO<sub>2</sub> emitido por uma termoelétrica com altura da chaminé de 216 metros, no Missouri-USA, e constataram que durante o dia, em condições convectivas, as concentrações máximas ocorrem próximas da fonte e à noite, em condições estáveis, a pluma percorre alguns quilómetros até ser depositada, sendo que, próximo a meia-noite os máximos de concentração ocorreram a 70 km da fonte. Observaram ainda, em medidas realizadas a 300 km, a existência de concentrações referentes a essas emissões.

Tirabassi e Rizza (1997) apresentaram dois tipos de parametrização para a camada limite baseados num modelo para dispersão de plumas não-gaussianas, que usa como 'input' dados meteorológicos de superfície. A nível de escala local, Nikmo et al. (1999) desenvolveram um modelo de dispersão, onde os parâmetros de dispersão e difusidade turbulenta foram modelados considerando os processos meteorológicos. A acurácia do modelo foi analisada e comparada com modelos de previsão e os dados de experimentos de campo.

Miller e Niemeyer (1963) desenvolveram um programa de previsão de situações potenciais de poluição atmosférica testado no leste dos Estados Unidos, entre Agosto de 1960 e Julho de 1961. Estes estudos mostraram que os alertas de previsão de poluição foram dados quando eram previstas condições de estagnação atmosférica, caracterizadas principalmente pela presença de um anticiclone frio estacionário sobre a região afectada associado a uma crista quente em altitude, o que provoca, por sua vez, ventos calmos à superfície e fracos aos 500 hPa, com céu claro, subsidência e inversões térmicas, todas permanecendo pelo menos 36 horas. Os episódios terminaram, geralmente após a passagem de uma frente fria activa seguida de um novo anticiclone frio, cuja massa de ar polar a ele associado substitui a massa de ar poluída.

Mello et al., (1997) analisou a influência dos aspectos meteorológicos nos processos de difusão e transporte dos poluentes para a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), no Brasil, utilizando o modelo atmosférico *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS). Os experimentos simularam as condições atmosféricas de três dias, sendo que as fontes emitiam o contaminante nos horários entre as 06:00 e as 10:00 HL (hora local), e as 17:00 e 21:00 HL, correspondendo ao período crítico de emissão de poluentes. Os resultados indicam a influência da circulação atmosférica nos processos de dispersão e, por conseguinte na qualidade do ar na RMSP, em que no período de Inverno a significativa frequência de condições estáveis da atmosfera e a escassez de chuvas tendem a provocar uma expressiva deterioração da qualidade do ar e desta forma, a acção dos ventos é importante, visto que o factor dinâmico torna-se o agente mais eficaz na remoção e dispersão de poluentes.

Freitas (1999) estudou o transporte atmosférico de emissões de queimadas na região Amazónica e Centro-Oeste do Brasil, em consequência da queima de biomassa, gases e

partículas emitidas para a atmosfera, utilizando o RAMS, modelando o transporte turbulento na CLA, os efeitos transitórios associados à entrada de sistemas meteorológicos e à convecção na bacia Amazónica no transporte convectivo de poluentes, bem como o transporte associado aos sistemas de larga escala, observando padrões de exportação continental de poluentes, com saídas ocorrendo a noroeste da América do Sul em direcção ao Oceano Pacífico e a sudeste em direcção ao Oceano Atlântico.

Um sistema semelhante foi proposto por Rizza et al (2000) composto pelo modelo RAMS, o modelo diagnóstico *CALifornian METeorological model* (CALMET) e o modelo de dispersão *CALifornian PUFF model* (CALPUFF). Foram comparados dados de campo de vento observado com os campos de vento simulados pelo RAMS, para uma região no Sudeste da Itália, área com grande complexidade topográfica. A partir destas informações foi verificado que se pode gerar campos de vento onde modelos simplificados falharam na previsão de detalhes necessários para a estimativa da qualidade do ar.

Alves (2000) apresentou um estudo da dispersão do SO<sub>2</sub>, emitido por uma termoelétrica com uma chaminé de 150 metros de altura localizada na região sul do Brasil e da circulação atmosférica da região de interesse. A análise do transporte, proveniente da queima do carvão por esta unidade industrial é feita utilizando o modelo RAMS, com procedimento de alinhamento de grades para três diferentes condições meteorológicas. Os resultados mostraram que o modelo RAMS pode ser uma ferramenta adequada para a descrição do padrão regional da circulação e no estudo da dispersão de poluentes.

Chu (2004) utilizou os modelos RAMS/HYPACT para analisar o transporte de poluentes sob os efeitos do reflorestamento no controlo da qualidade de ar em Lanzhou localizada num vale a noroeste da China que devido às características topográficas e as condições meteorológicas (ventos fracos, inversões estratificadas estável), é considerada uma das cidades mais poluídas do país com a presença de diversas fontes poluidoras. Os resultados indicaram que o reflorestamento da região proporciona uma melhoria na qualidade de ar, por desestabilizar a atmosfera, uma vez que há mudança no sistema da circulação vale-montanha provendo uma absorção de poluentes e que o acoplamento RAMS/HYPACT foi capaz de prever o transporte de poluentes.

## 4. Descrição do modelo atmosférico RAMS

---

O modelo numérico de mesoescala RAMS (“Regional Atmospheric Modeling System”), na versão 4.3, foi utilizado para realizar as simulações deste trabalho. Este modelo foi desenvolvido pela Universidade do Estado do Colorado (EUA), destina-se à simulação e previsão de fenómenos meteorológicos. As principais características e sugestões de aplicação são encontradas em Tripoli e Cotton (1982), Pielke et al., (1992) e Walko e Tremback (2000). O modelo é desenvolvido em FORTRAN 90 e inclui o módulo ISAN (Isentropic ANalysis package) que possibilita a assimilação de dados observados e/ou de modelos globais para serem utilizados como condições iniciais e de contorno do modelo atmosférico.

O RAMS resolve o sistema de equações não hidrostático totalmente compressível; como descrito em Tripoli e Cotton (1982); e é equipado com um sistema de múltiplas malhas aninhadas que permite a simulação de sistemas de várias escalas espaciais simultaneamente, permitindo a retro – alimentação entre estas, com um completo e sofisticado conjunto de parametrizações físicas para simular os processos que regem a evolução do estado atmosférico. O RAMS possui um código paralelo altamente versátil com capacidade de execução em diferentes arquitecturas computacionais, incluindo redes de computadores IA32 correndo em ambiente LINUX e a configuração de cada simulação com o RAMS é feita através de um ficheiro do tipo lista de variáveis (*namelist*), chamado RAMSIN (Apêndice 1).

### 4.1 - Sistema de equações primitivas

As equações primitivas utilizadas pelo RAMS são apresentadas nesta secção. Nas equações não hidrostática, foi aplicada a média de Reynolds, onde  $\bar{E}$  representa o valor médio de  $E$  num intervalo de tempo  $\Delta t$  e num volume equivalente  $\Delta x \Delta y \Delta z$ . Este valor representa os processos que são resolvidos explicitamente,  $E'$  é o desvio de  $E$  em relação

solucionáveis explicitamente. A variável resolvida  $\bar{E}$  é decomposta na forma  $\bar{E} = E_0 + \langle E \rangle$ , em que  $E_0$  é o valor do estado básico da atmosfera, determinado por uma média sobre  $E$  numa escala muito maior que aquela em questão, e  $\langle E \rangle$  é o desvio associado à escala em estudo. As equações a seguir fornecem o conjunto de equações e variáveis que forma o sistema de equações resolvido pelo RAMS. O sistema é formado por onze incógnitas e onze equações, sendo cinco diagnosticas, (4.1) a (4.6) e seis prognósticas (4.7) a (4.10)<sup>1</sup>.

### Equações diagnosticas

A variável termodinâmica utilizada é a temperatura potencial de água líquida e gelo,  $\theta_{lg}$  (Tripoli e Cotton, 1981), definida em (4.1). A escolha desta variável decorre de  $\theta_{lg}$  ser constante em todas as mudanças de fase, permitindo que o ganho ou perda de vapor condensado e/ou solidificado seja analisado.

$$\bar{\theta}_{lg} = \bar{\theta} \left[ 1 + \frac{L_v \bar{r}_l + L_{gv} \bar{r}_g}{c_p \max(\bar{T}, 253)} \right]^{-1} \quad (4.1)$$

em que  $L_v$  e  $L_{gv}$  são os calores latentes de condensação e sublimação, respectivamente,  $r_v$ ,  $r_l$  e  $r_g$  são as razões de mistura de vapor, água líquida e gelo,  $c_p$  é o calor específico em pressão constante,  $\theta$  é a temperatura potencial e  $T$  é a temperatura.

A temperatura é obtida pela equação de Poisson:

$$\bar{T} = \bar{\theta} \frac{\bar{\omega}}{c_p}, \quad \text{onde} \quad \bar{\omega} = c_p \left( \frac{p}{p_\infty} \right)^{R_a/c_p} \quad (4.2)$$

$\bar{\omega}$  é a função de Exner,  $p$  é a pressão,  $p_\infty$  é a pressão num nível de referência, igual a 1000 hPa, e  $R_a$  é a constante do ar seco. A equação do estado para o ar húmido, como se

<sup>1</sup> A equação do momento é um conjunto de três equações.

verifica em Dufour e Van Mieghem (1975), deve considerar a *razão de mistura* e a *massa específica isolada* do vapor de água<sup>2</sup>:

$$\bar{p} = \bar{p}_a + \bar{e} = \bar{\rho}_a R_a \bar{T} + \underbrace{\bar{\rho}_v}_{=r_v \bar{\rho}_a} \underbrace{R_v}_{\approx 1,61 R_a} \bar{T} = \bar{\rho}_a (1 + 1,61 r_v) R_a \bar{T} \quad (4.3)$$

$R_v$  a constante do vapor de água,  $e$  a pressão parcial do vapor de água e  $\rho_a$  e  $\rho_v$  as densidades do ar seco e vapor de água. A propriedade da densidade total em função da razão de mistura da substância água  $r_T$ :

$$\rho = \rho_a (1 + r_T) \quad (4.4)$$

$$\bar{r}_T = \bar{r}_v + \bar{r}_l + \bar{r}_g \quad (4.5)$$

Para obter a equação (4.6) é necessário fazer uma expansão em série de Taylor em (4.3) sobre um estado seco, extrair o logaritmo e assumir que as perturbações são suficientemente pequenas.

$$\frac{c_v}{c_p} = \left( \frac{\langle p \rangle}{p_0} \right) = \left( \frac{\langle \theta \rangle}{\theta_0} \right) + \left( \frac{\langle \rho \rangle}{\rho_0} \right) + 1,61 \bar{r}_v \quad (4.6)$$

### Equações prognósticas

As equações prognósticas utilizadas pelo modelo RAMS são as equações de Navier-Stokes e da termodinâmica, ambas descritas no referencial euleriano, da continuidade de massa e da continuidade para a substância água. Nestas equações considerou uma atmosfera não hidrostática, com efeitos devidos à advecção (*adv*), turbulência na CLA (*trb*), microfísica de nuvens na escala resolvida (*mcf*), convergência de radiação (*rad*) e transporte convectivo em escala menor que a resolvida (*cnv*).

- Equação do momento:

<sup>2</sup> A notação neste texto é diferente de Dufour e Van Mieghem (1975):  $\rho_a$  e  $\rho_v$  equivalem a  $(\rho_a)_s$  e  $(\rho_v)_s$  de Dufour e Van Mieghem.

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} = \left( \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} \right)_{adv} + \left( \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} \right)_{trb} - \frac{1}{\rho_0} \bar{\nabla} p_m + \left( \frac{\rho_m}{\rho_0} + r_T \right) \bar{g} - 2 \left( \hat{k} \cdot \bar{\Omega} \right) \hat{k} \times \bar{V} \quad (4.7)$$

onde  $\bar{g} = -|\bar{g}| \hat{k}$  e  $\left( \hat{k} \cdot \bar{\Omega} \right) = |\bar{\Omega}| \text{sen} \phi$ .

A força de Coriolis pode ser escrita em função das componentes  $i, j, k$ :

$$\begin{aligned} -2\bar{\Omega} \times \bar{V} = & -2 \left[ (\Omega \cos \phi \bar{j} + \Omega \text{sen} \phi \bar{k}) \times (u\bar{i} + v\bar{j} + w\bar{k}) \right] = \\ & -2 \left[ (w\Omega \cos \phi - v\Omega \text{sen} \phi) \bar{i} + (u\Omega \text{sen} \phi) \bar{j} + (-u\Omega \cos \phi) \bar{k} \right] \end{aligned}$$

e pode ser simplificada com a introdução da seguinte notação,  $e = 2\Omega \cos \phi$  e  $f = 2\Omega \text{sen} \phi$ , logo:

$$-2\bar{\Omega} \times \bar{V} = (-we + vf) \bar{i} - uf \bar{j} + ue \bar{k}$$

A força de Coriolis é nulo se o fluido estiver imóvel em relação ao globo e é perpendicular à direcção do vento, alterando a sua direcção no sentido horário no hemisfério Norte e no sentido anti-horário no hemisfério Sul.

A força devido ao gradiente de pressão não é anulada para velocidades nulas e actua perpendicularmente às isóbaras e proporcional ao gradiente de pressão:

$$-\frac{1}{\rho} \bar{\nabla} p = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \bar{i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \bar{j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \bar{k}$$

- Equação da termodinâmica em termos de  $\theta_{lg}$ :

$$\frac{\partial \bar{\theta}_{lg}}{\partial t} = \left( \frac{\partial \bar{\theta}_{lg}}{\partial t} \right)_{adv} + \left( \frac{\partial \bar{\theta}_{lg}}{\partial t} \right)_{trb} + \left( \frac{\partial \bar{\theta}_{lg}}{\partial t} \right)_{cnv} + \left( \frac{\partial \bar{\theta}_{lg}}{\partial t} \right)_{rad} + \left( \frac{\partial \bar{\theta}_{lg}}{\partial t} \right)_{mcf} \quad (4.8)$$

- Equação da continuidade de massa para fluido compressível e completamente elástico:

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + \bar{\nabla} \cdot (\rho_0 \langle \bar{V} \rangle) = 0,$$

Ou, se for expressa em termos de  $\varpi'$ :

$$\frac{\partial \varpi'}{\partial t} - \frac{\varpi_0 R_a}{c_v \rho_0 \theta_0} \left[ \bar{\nabla} \cdot (\rho_0 \theta_0 \langle \bar{V} \rangle) \right] = 0 \tag{4.9}$$

- Equação da continuidade da substância água:

$$\frac{\partial \bar{r}_T}{\partial t} = \left( \frac{\partial \bar{r}_T}{\partial t} \right)_{adv} + \left( \frac{\partial \bar{r}_T}{\partial t} \right)_{trb} + \left( \frac{\partial \bar{r}_T}{\partial t} \right)_{cnv} + \left( \frac{\partial \bar{r}_T}{\partial t} \right)_{mcf} \tag{4.10}$$

## 4.2 - Estrutura da malha

O RAMS utiliza a malha alternada do tipo C de Arakawa (Mesinger e Arakawa, 1976), em que as variáveis termodinâmicas e de humidade, são definidas nos mesmos pontos de malha e as componentes  $u$ ,  $v$  e  $w$  do vento são definidas em  $\Delta x/2$ ,  $\Delta y/2$  e  $\Delta z/2$  respectivamente (Figura 4.1).

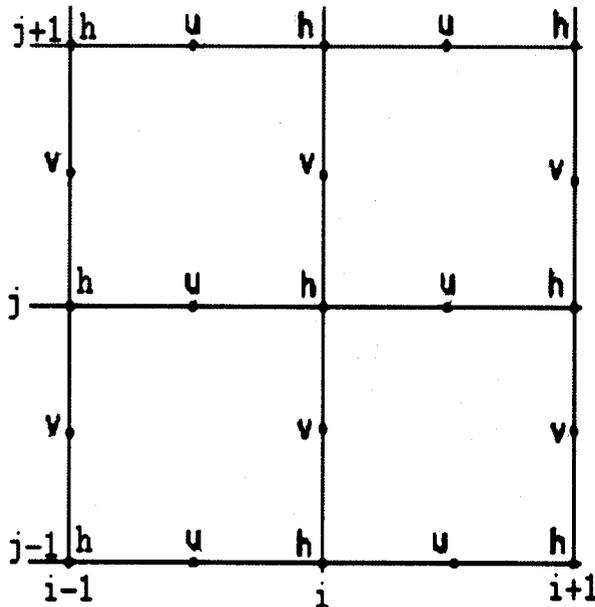


Figura 4.1: Malha do tipo "C" de Arakawa:  $h$  representa variáveis termodinâmicas,  $u$  e  $v$  as componentes zonal e meridional do vento.

A malha horizontal utilizada é a projecção rotacionada polar-estereográfica, na qual o pólo da projecção é rotacionado para uma região determinada pelo pólo da malha, controlando assim, o grau de distorção do domínio. Para vertical, aplica-se um sistema de coordenadas denominada sigma-z ( $\sigma_z$ ), que acompanha o terreno no limite inferior e é perfeitamente plana no limite superior, descrito por Gal-Chen e Somerville (1975), Clark (1977) e Tripoli e Cotton (1982) citados por Walko e Tremback (2001).

As equações de transformação de coordenadas geográficas de latitude  $\varphi$ , longitude  $\lambda$  e altura cartesiana  $z$  para as coordenadas  $(x, y, \sigma_z)$  são dadas por:

$$\begin{aligned} x &= 2R \frac{\cos \varphi \sin(\lambda - \lambda_0)}{1 + \sin \varphi \sin \varphi_0 + \cos \varphi \cos \varphi_0 \cos(\lambda - \lambda_0)} \\ y &= 2R \frac{\cos \varphi \sin \varphi - \sin \varphi_0 \cos \varphi \cos \varphi_0 \sin(\lambda - \lambda_0)}{1 + \sin \varphi \sin \varphi_0 + \cos \varphi \cos \varphi_0 \cos(\lambda - \lambda_0)} \end{aligned} \quad (4.11)$$

$$\sigma_z = H \left( \frac{z - z_{top}}{H - z_{top}} \right)$$

onde  $R$  é o raio da Terra  $(\varphi_0, \lambda_0)$  são as coordenadas geográficas do pólo de projecção do plano polar-estereográfico,  $z_{top}$  é altura cartesiana da topografia em relação ao nível médio do mar e  $H$  é a altura do topo do modelo. O factor de transformação (métrica) horizontal é dado por:

$$F_{mapp-hh} = \frac{2}{1 + \sin \varphi \sin \varphi_0 + \cos \varphi \cos \varphi_0 \cos(\lambda - \lambda_0)}, \quad (4.12)$$

enquanto que na vertical é dado por:

$$F_{mapp-zz} = \left[ 1 - \frac{z_{top}}{H} \right]^{-1} \quad (4.13)$$

### 4.3 - Aninhamento das malhas

O RAMS possui um esquema de aninhamento múltiplo de malhas, permitindo que as equações do modelo sejam resolvidas simultaneamente na interacção das malhas computacionais de diferentes resoluções espaciais. A interacção de duplo sentido (*two-way interaction*) entre as malhas aninhadas é realizado seguindo os esquemas de Clark e Farley (1984), Clark e Hall (1991) e Walko e Tremback (2001). As soluções dependentes do tempo são primeiramente actualizadas na malha maior (menor resolução). Uma interpolação espacial tri-quadrática é então realizada para obter os valores que são atribuídos as fronteiras espaciais de uma malha mais fina dentro da malha maior. Os

campos do modelo sobre a malha mais fina são então actualizados utilizando os valores interpolados da malha maior como uma condição de fronteira espacial. Quando a malha mais fina está no mesmo nível de tempo da malha maior, médias espaciais locais dos campos da malha mais fina são obtidas e utilizadas para sobrepor os campos da malha maior. Durante este procedimento, o esquema garante que o ciclo de interpolação e média seja reversível e que massa e momento sejam conservados através da interface entre as malhas.

#### 4.4 - Condições de fronteira

A condição de contorno lateral ou de fronteira lateral, tem por princípio permitir que ondas gravíticas e outros fenómenos advectados tenham passagem livre pela fronteira e, assim não permitir reflexões para o interior da área do domínio, considerando que estas ondas se movem como a propagação de uma onda linear, formulada matematicamente por:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -c^* (\partial u / \partial x) \quad (4.14)$$

em que  $\partial u / \partial t$  é a taxa de variação temporal da velocidade normal à fronteira;  $\partial u / \partial x$  é a variação espacial da velocidade normal à fronteira e  $c^* = u + c$  é a velocidade de fase modificada pelo efeito Doppler.

Alguns métodos utilizados pelo RAMS se diferenciam, basicamente, pela forma da obtenção de  $c^*$ . Orlanski (1976) propõe o cálculo pela expressão  $c^* = -(\partial u / \partial t) / (\partial u / \partial x)$  calculada no passo de tempo anterior e no primeiro ponto interior à fronteira. Klemp e Lilly (1978) sugerem que se aplique o valor da média segundo Orlanski, para toda a coluna do domínio, enquanto Klemp e Wilhelmson (1978a,b) sugerem o uso de um valor típico para a velocidade de fase das ondas de gravíticas (10 – 30 m.s<sup>-1</sup>).

A condição de contorno na vertical, para o topo do modelo, é tratada diferentemente em relação à lateral, por causa da diferença existente na forma de propagação das ondas gravítica. A propagação das ondas na vertical apresenta velocidade de fase oposta à velocidade de grupo, situação em que as perturbações poderão ser advectadas do domínio do modelo, permitindo a passagem de ondas de energia através do contorno vertical e o

efeito da propagação na direcção contrária (direcção da superfície) deve ser limitado.

No RAMS, para a condição não hidrostática há duas opções, a denominada “parede rígida” para  $w = 0$ , ou a condição de Klemp e Durran (1983) que leva em consideração a propagação da onda gravítica na vertical e formula uma condição de contorno por intermédio da equação de impulsão, anelástica, incluindo o efeito da força de Coriolis. No intuito de eliminar uma possível reflexão de ondas gravíticas internas, é considerada, também uma “camada absorvente” com espessura convenientemente definida e situada no topo do modelo, evidentemente.

Para a condição hidrostática, a pressão no topo é calculada pela condição de Klemp e Durran (1983) considerando-se a propagação linear, hidrostática e sem o efeito da força de Coriolis ou, então, a pressão é prevista em função da divergência de massa integrada na vertical. Nesta condição, assume-se que a divergência acima do topo do modelo é mínima, comparada com a divergência no domínio. A condição de fronteira à superfície relaciona as diferentes trocas de calor, impulsão e massa entre a superfície e a atmosfera. Os fluxos de calor, quantidade de movimento e vapor de água na camada superficial são calculados pelo esquema segundo Louis (1979) que será discutido no item 4.8.

#### 4.5 - Advecção na escala resolvida

Esquemas numéricos de advecção precisam garantir a conservação de propriedades importantes, como massa e momento, mesmo trabalhando com pontos de malhas ao invés de campos contínuos. Desde modo, deve escrever a advecção na forma de fluxo, que garante esta conservação. O modelo RAMS trabalha com dois esquemas de advecção para opções diferentes do tempo durante as simulações do modelo, o esquema padrão “*leapfrog*” e o esquema “*forward-upstream*” (corrente acima) baseados no esquema de Tremback et al., (1987). A contribuição para a taxa de variação local de um escalar ( $\xi$ ) devida ao transporte advectivo na escala resolvida é dada por:

$$\left( \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} \right)_{adv} = -\bar{u}_i \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial x_i} \quad (4.15)$$

onde  $\bar{\xi}$  é o valor médio do escalar  $\xi$ ,  $\bar{u}_i$  é o componente  $i$  da velocidade média do vento. Utilizando a convenção de notação na qual a presença de um índice repetido, indica a ocorrência de uma soma sobre este, no domínio [1,3]. Esta expressão é reescrita na forma de fluxo para se ter conversão de massa e energia:

$$\left(\frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t}\right)_{adv} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho_0 \bar{u}_i \bar{\xi}) + \frac{\bar{\xi}}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho_0 \bar{u}_i) \quad (4.16)$$

com  $\rho_0$  a densidade do ar do estado básico.

No presente trabalho, utilizou o esquema numérico híbrido o qual combina o uso do esquema “leapfrog” para a advecção dos componentes do vento e o esquema “forward-upstream” para os escalares. Estes esquemas são baseados no trabalho de Tremback et al., (1987). Reescrevendo o termo de advecção na forma discretizada e somente para a componente  $x$ , por simplicidade, tem:

$$\left(-\bar{u} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial x}\right)_j \approx -\frac{1}{\rho_{0j} \Delta x} [(\rho_0 F)_{j+1/2} - (\rho_0 F)_{j-1/2}] - \bar{\xi}_j [(\rho_0 \bar{u})_{j+1/2} - (\rho_0 \bar{u})_{j-1/2}] \quad (4.17)$$

Com  $F = \bar{u} \bar{\xi}$  o fluxo escalar  $\bar{\xi}$  na direcção  $x$ , o índice  $j$  denota a posição do ponto de malha onde os valores estão sendo tomados e  $\Delta x$  é o espaçamento de malha nesta direcção. Para o esquema “forward-upstream” é usada a aproximação de segunda ordem. Nesta aproximação, o fluxo  $F$  é dado por:

$$F_{j+1/2} = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \left[ \frac{\alpha}{2} (\bar{\xi}_j + \bar{\xi}_{j+1}) + \frac{\alpha^2}{2} (\bar{\xi}_j - \bar{\xi}_{j+1}) \right] \quad (4.18)$$

Com  $\alpha = \bar{u}_{j+1/2} \Delta t / \Delta x$  e  $\Delta t$  o passo de tempo do modelo.

Para a advecção de momento é utilizado o esquema “leapfrog” de segunda ordem, no qual os fluxos são dados por:

$$F_{j+1/2} = (\bar{u} X)_{j+1/2} \quad (4.19)$$

## 4.6 - Parametrização da difusão turbulenta

Devido a influência das características da superfície na camada limite, torna-se imprescindível uma modelagem adequada tanto nas equações do momento quanto nas equações referentes às trocas de calor e humidade entre a superfície e a baixa troposfera. O modelo RAMS possui quatro formas distintas de parametrização da difusão turbulenta e a escolha mais apropriada passa pela relação entre as escalas horizontal e vertical do modelo. Nesta secção, será feita uma discussão da parametrização utilizada neste trabalho, denominada deformação anisotrópica.

Os espaçamentos das malhas configuradas no modelo determinam as escalas espaciais das variáveis de campo prognósticas que podem ser ou não resolvidas explicitamente. A deformação anisotrópica é adequada para configurações em que a resolução horizontal é muito menor que a vertical. A contribuição do transporte não resolvido pela escala do modelo, ou difusão turbulenta, às tendências das variáveis prognosticadas nesta escala, é dada pela convergência do fluxo turbulento:

$$\left( \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial t} \right)_{TURB} = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \overline{u'_i u'_j})}{\partial x_i} \quad (4.20)$$

e

$$\left( \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial t} \right)_{TURB} = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \overline{u'_i \phi'})}{\partial x_i} \quad (4.21)$$

onde  $\rho_0$  é a massa específica do ar do estado básico,  $\overline{u'_i u'_j}$  é o fluxo turbulento transportando o momento  $u_j$  através do momento  $u_i$ ,  $\overline{u'_i \phi'}$  é o fluxo turbulento transportando o escalar  $\phi$  através da velocidade  $u_i$ ,  $i, j$  são índices que designam as três dimensões espaciais (1,2,3), a barra representa a média de Reynolds e o sinal (') representa o desvio em relação à média.

Os fluxos turbulentos são parametrizados utilizando a teoria do fluxo-gradiente (teoria K). A teoria K constitui um fechamento de 1ª ordem, na qual os fluxos turbulentos são proporcionais aos gradientes locais da correspondente quantidade média transportada.

Nessa parametrização, os fluxos turbulentos de momento, ou tensor de Reynolds, são expressos por:

$$\overline{u_i u_j} = -k_{m_{ij}} (\overline{D})_{ij} \quad (4.22)$$

onde  $k_{m_{ij}}$  é chamado coeficiente de difusividade turbulenta para o momento  $i$  na direcção  $j$ .

A simetria física apresentada pelo tensor de Reynolds:

$$\overline{u_i u_j} = \overline{u_j u_i} \quad (4.23)$$

impõe a igualdade

$$k_{m_{ij}} = k_{m_{ji}} \quad (4.24)$$

e a seguinte expressão para o termo gradiente da quantidade média transportada

$$(\overline{D})_{ij} = \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x_i} \quad (4.25)$$

o qual é denominado o componente  $ij$  do tensor de deformação média. Os fluxos turbulentos de escalares são expressos de forma análoga

$$\overline{u_i \phi} = -k_{\phi} \frac{\partial \overline{\phi}}{\partial x_i} \quad (4.26)$$

Com  $k_{\phi}$  o coeficiente de difusividade turbulenta para o escalar  $\phi$  na direcção  $i$ .

Segundo a discussão apresentada na documentação do RAMS 4.3, se o espaçamento de malha horizontal é muito maior que o vertical, não há necessidade de manter a simetria dos tensores de Reynolds entre as direcções vertical e horizontal. Por outro lado, razões puramente de estabilidade numérica requerem valores para os coeficientes de difusividade na horizontal muito maiores que os verticais nessas configurações de malha. Desta forma, essa parametrização aplica as equações 4.22, 4.24 e 4.25 para as direcções

horizontais, isto é, para  $i, j = 1, 2$ , impondo um único coeficiente de difusividade para o momento na horizontal, isto é,

$$k_{m_{ij}} = k_{mh} \quad (4.27)$$

Na direcção vertical, o fluxo turbulento de momento é expresso na seguinte forma:

$$\overline{u_i u_j} = -k_{mv} \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} \quad (4.28)$$

com  $i$  e /ou  $j = 3$  e um único coeficiente de difusividade de momento na vertical  $k_{mv}$ . Para os escalares, os coeficientes somente possuem distinção nas direcções horizontal ( $k_{\phi h}$ ) e vertical  $k_{\phi v}$ , não importando o tipo de escalar sendo transportado, massa ou energia.

A parametrização utilizando deformação anisotrópica calcula os coeficientes de difusividade na horizontal, baseado em Smagorinsky (1963), o qual relaciona os coeficientes com a taxa de deformação do fluido. O coeficiente de difusividade de momento na horizontal é dado por

$$k_{mh} = (cs_x \Delta x)^2 |D_h| \quad (4.29)$$

$cs_x$  é um coeficiente de ajuste previamente calibrado,  $\Delta x$  é o espaçamento de malha na horizontal, o qual é assumido como sendo o comprimento de mistura (tamanho do maior turbilhão não resolvido). O termo  $|D_h|$  é a magnitude do tensor deformação na horizontal, dado por:

$$|D_h| = \sqrt{2 \left( \frac{\partial \overline{u}}{\partial x} \right)^2 + 2 \left( \frac{\partial \overline{v}}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial \overline{v}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u}}{\partial y} \right)^2} \quad (4.30)$$

Na prática, esse coeficiente tem um valor mínimo imposto, expresso por:

$$k_{mh_{min}} = 0.075 k_a (\Delta x)^{4/3} \quad (4.31)$$

onde  $k_a$  é definido pelo usuário, sendo da ordem de 1.

Smagorinsky (1963) sugeriu que os termos de viscosidade podem, de certa forma, simular os efeitos de transferência de turbulência em pequena escala e, em particular, que a energia cinética removida do sistema por esses termos pode ser similar em quantidade e distribuição à energia removida pelo atrito interno no processo de cascata, ou seja, transferência existente entre processos de pequena escala para escala maior e vice-versa.

Os coeficientes de difusividade na vertical possuem correções para a influência de frequência de Brunt-Vaisala (Hill, 1974) e do número de Richardson (Lilly, 1962). Lilly incluiu no cálculo do coeficiente de difusividade na vertical, uma dependência da estabilidade atmosférica através do número de Richardson, enquanto que Hill modificou a formulação de Smagorinsky para incluir a contribuição da convecção na produção de turbulência. Com base nestas formulações, o coeficiente de difusividade de momento na vertical é parametrizado por:

$$k_{mv} = (cs_z \Delta z)^2 \left[ |D_v| + H(N) \right] f(R_i) \quad (4.32)$$

onde  $cs_z$  é um coeficiente de ajuste pré calibrado,  $\Delta z$  é o espaçamento de malha na direção vertical, correspondente ao tamanho do maior turbilhão não resolvido.

O termo

$$|D_v| = \left[ \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (4.33)$$

é a magnitude do tensor de deformação na vertical.  $H(N)$  é a contribuição de convecção na produção de turbulência, expressa em termos de frequência de Brunt-Vaisala, como:

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (4.34)$$

e é dado por:

$$H(N) = \sqrt{\max[0, -N^2]}, \quad (4.35)$$

Intensificando a turbulência apenas em situação de estratificação instável. O termo  $f(Ri)$  é expresso por:

$$f(Ri) = \sqrt{\max\left[0, 1 - \frac{k_{hv}}{k_{mv}} Ri\right]} \quad (4.36)$$

Nesta última expressão,  $k_{hv}/k_{mv}$  é a razão entre o coeficiente de difusividade de calor e momento, especificada pelo usuário,  $Ri$  é o número de Richardson gradiente definido por:

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}}{|D_v|^2} \quad (4.37)$$

caso  $f(Ri) = 0$  então

$$Ri \geq \frac{1}{\frac{k_{hv}}{k_{mv}}} \quad (4.38)$$

Os coeficientes de difusividade de escalares são calculados em função dos respectivos coeficientes de momento, por meio das seguintes relações:

$$k_{\phi h} = k_{mh} \quad (4.39)$$

$$k_{\phi v} = 3k_{mv} \quad (4.40)$$

Da relação acima (equação 4.40) e da expressão para  $f(R_i)$  (equação 4.36), observa-se que a parametrização acciona a difusão turbulenta na vertical apenas nos pontos de malha onde  $Ri < 1/3$ .

## 4.7 - Parametrização de cumulus

A parametrização de cumulus no RAMS 4.3 segue a linha desenvolvida inicialmente por Kuo (1965), baseada na observação da existência de uma forte correlação entre a precipitação convectiva e a convergência total de larga escala de vapor de água em uma

coluna atmosférica, descritos em Molinari e Corsetti (1985) e Tremback (1990). O esquema é baseado na hipótese do equilíbrio da atmosfera, em que a convecção actua para eliminar a instabilidade condicional gerada por efeitos da grande escala e evaporação local, transportando calor e humidade.

As contribuições às tendências locais de temperatura potencial de água líquida e razão de mistura total de água devido a convecção húmida, dependentes da instabilidade atmosférica, da velocidade vertical no nível de condensação por levantamento (LCL) e da convergência de humidade na camada abaixo das nuvens, são dadas por:

$$\left( \frac{\partial \bar{\theta}_l}{\partial t} \right)_{con} = \frac{L(1-b)I}{\rho_0 \pi} \frac{Q_1}{\int_{z_g}^{z_{cl}} Q_1 dz} \quad (4.41)$$

e

$$\left( \frac{\partial \bar{r}_T}{\partial t} \right)_{con} = \frac{bI}{\rho_0} \frac{Q_2}{\int_{z_g}^{z_{cl}} Q_2 dz} \quad (4.42)$$

$L$  é o calor latente de condensação e  $\pi$  é a função de Exner.  $I$  é a taxa com que a larga escala fornece humidade, sendo expressa como o fluxo através do nível de condensação por levantamento (LCL), na seguinte forma:

$$I = \left( \rho_0 \bar{r}_v \bar{w} \right)_{LCL} \quad (4.43)$$

com  $\rho_0$  a densidade do ar do estado básico,  $\bar{r}_v$  razão de mistura de vapor e  $\bar{w}$  a velocidade vertical na escala resolvida, todos obtidos no LCL.  $b$  é um parâmetro introduzido por Kuo, que define a partição do suprimento de humidade  $I$ . A fracção  $b$  humedecerá a atmosfera e a restante,  $(1-b)$ , será condensada e precipitará, aquecendo a atmosfera.  $b$  é estimado empiricamente de acordo com Fritsch e Chappel (1980) em função do cisalhamento vertical do vento horizontal, entre os níveis de livre convecção e o topo da nuvem.  $Q_1$  e  $Q_2$  são perfis verticais de aquecimento e humedecimento da atmosfera devido a convecção, respectivamente.

O accionamento da parametrização é realizado ou não em função das condições atmosféricas do ambiente (modelo) e dos perfis de convecção. Primeiro, verifica a existência de instabilidade condicional, o perfil da energia estática húmida e a existência de um movimento vertical positivo acima de um valor crítico. Através de uma interpolação para uma malha de melhor resolução (malha convectiva), obtém-se uma sondagem do ambiente. O nível de condensação por levantamento, para o nível fonte de ar para convecção, é determinado.

O suprimento de humidade pela larga escala ( $I$ ) é parametrizado segundo Molinari e Corsetti (1985) através do fluxo vertical de vapor de água no nível do LCL. Um modelo de nuvem com correntes ascendentes e descendentes é usado. A corrente ascendente possui temperatura potencial equivalente constante (não há entranhamento) e é saturado com respeito à água, sem fase sólida e com o topo (CT) um nível acima do nível de perda de empuxo (ETL). A profundidade da nuvem precisa ser, de no mínimo, 3 km, com o topo estando acima de 500 mb. A corrente descendente começa no nível de temperatura potencial equivalente mínima e, na base da nuvem está 2 K mais frio que o ambiente e 5 K mais frio na superfície. Com estes dois perfis, um perfil convectivo,

$$Q_1 = \theta_{con} - \theta_{env} \quad (4.44)$$

com  $\theta_{env}$  a temperatura potencial do ambiente (do modelo interpolada para malha convectiva).

O perfil de humedecimento,  $Q_2$ , é obtido desconsiderando as correntes descendentes e assumindo que o humedecimento só ocorre na região da bigorna. O nível de desentranhamento ( $z_{det}$ ) ocorre em alturas acima de 2/3 do topo da nuvem ( $z_{ct}$ ). Nesta região é suposto um perfil de humedecimento constante e igual a 1. Abaixo do nível do LCL ( $z_{lcl}$ ) a atmosfera é secada com um perfil convectivo proporcional à razão de mistura de vapor de ambiente,  $r_{v_{env}}$ . Desta forma, tem-se:

$$Q_2 = \left\{ \begin{array}{l} 1, \text{ para } z_{det} \leq z \leq z_{ct} \\ 0, \text{ para } z_{lcl} \leq z < z_{det} \\ \frac{-r_{v_{env}}}{b}, \text{ para } z_g \leq z < z_{lcl} \end{array} \right\} \quad (4.45)$$

Por meio da equação 4.45, o termo de tendência local da razão de mistura total de água devido à convecção (equação 4.42) é dada por:

$$\left( \frac{\partial \bar{r}_T}{\partial t} \right)_{con} = \left\{ \begin{array}{ll} \frac{bI}{\rho_0(z_{ct} - z_{det})}, & z_{det} \leq z \leq z_{ct} \\ 0, & z_{icl} \leq z < z_{det} \\ -\frac{I}{\rho_0} \int_{z_g}^{z_{icl}} r_{v_{env}} dz, & z_g \leq z < z_{icl} \end{array} \right\} \quad (4.46)$$

A taxa de precipitação convectiva é dada por:

$$conpcp = (1 - b)I \quad (4.47)$$

a qual entra como condição de contorno para o fluxo de água na superfície do solo.

## 4.8 - Parametrização de superfície

Nesta secção é feita uma discussão de como os fluxos turbulentos de momento, calor sensível e latente trocados entre a atmosfera e a superfície, são obtidos no âmbito do modelo RAMS 4.3.

### 4.8.1 - Parametrização da camada superficial

As escalas da camada superficial ( $u_*$ ), a velocidade de atrito ( $\theta_*$ ), escala de temperatura e  $r_*$ , a escala de humidade, são obtidos da teoria de similaridade para a camada superficial descrita em Louis (1979). Este esquema aproxima as funções de Businger et al., (1971) com expressões analíticas. O esquema é usado para determinar os fluxos turbulentos entre a superfície e atmosfera.

As expressões para as escalas da camada superficial podem ser escritas como:

$$u_*^2 = a^2 \bar{U}^2 F_m \left( \frac{z}{z_0}, Ri_B \right), \quad (4.48)$$

$$\theta_* = \frac{a^2 \bar{U} \Delta \theta}{u_*} F_h \left( \frac{z}{z_0}, Ri_B \right), \quad (4.49)$$

$$r_* = \frac{a^2 \bar{U} \Delta r}{u_*} F_h \left( \frac{z}{z_0}, Ri_B \right), \quad (4.50)$$

onde:

$$a^2 = \frac{k^2}{\left( \ln \frac{z}{z_0} \right)^2}, \quad \Delta \theta = \bar{\theta}(z) - \bar{\theta}_s, \quad \Delta r = \bar{r}(z) - \bar{r}_s, \quad \bar{U} = \sqrt{u(z)^2 + v(z)^2}$$

com  $k$  a constante de van Karmann ( $= 0.35$ ),  $z$  a altura acima da superfície do nível mais baixo do modelo e  $z_0$  o parâmetro de rugosidade. As expressões analíticas para os fluxos turbulentos de calor ( $F_h$ ) e de momento ( $F_m$ ) são dadas por:

a) Caso estável:

$$F_m = \frac{1}{1 + \frac{2bRi_B}{\sqrt{1+dRi_B}}} \quad F_h = \frac{1}{1 + 3bRi_B \sqrt{1+dRi_B}}$$

b) Caso instável:

$$F_m = 1 - \frac{2bRi_B}{1 + 2c_m b a^2 \sqrt{\frac{z}{z_0} |Ri_B|}} \quad F_h = 1 - \frac{3bRi_B}{1 + 3c_h b a^2 \sqrt{\frac{z}{z_0} |Ri_B|}}$$

onde  $b = 5.$ ,  $d = 5.$ ,  $c_m = 7.5$  e  $c_h = 5.$ , e  $Ri_B$  é o número “bulk” de Richardson dado por:

$$Ri_B = \frac{gz\Delta\theta}{\frac{1}{2}(\bar{\theta}(z) + \bar{\theta}_s)\bar{U}^2}$$

#### 4.8.2 - Parametrizações de superfície água, solo e vegetação

Cada célula da malha do modelo é dividida em 3 classes de superfície: água, solo nu e vegetação sobre solo sombreado. Para cada destas classes, a parametrização precisa fornecer valores de temperatura e humidade da superfície para que a parametrização da

camada superficial descrita na secção anterior, possa fornecer os fluxos turbulentos de momento, calor e humidade trocados entre a atmosfera e superfície. Os fluxos efectivos são obtidos através de uma média dos fluxos individuais ponderada pela área que cada classe ocupa na célula.

### Superfície de água

A temperatura da água é mantida constante no tempo, podendo ser inicialmente via parâmetro (constante) do RAMSIN ou interpolada a partir de dados de temperatura da superfície do mar, para inicialização horizontal heterogénea. A humidade na superfície é a razão de mistura de saturação definida na pressão e temperatura da água em superfície. A fracção de água ocupando uma dada célula do modelo é dado por  $1 - pctland$ , onde  $pctland$  é o percentual de terra (domínio entre 0 e 1) inicializado via RAMSIN ou interpolado de uma base de dados do modelo.

### Superfície solo nu

Os fluxos de calor e humidade dentro do solo são obtidos com base em McCumber e Pielke (1981) e Tremback e Kessler (1985). Um modelo de multi-camadas é resolvido prognosticando temperaturas e humidades.

**Fluxo de humidade entre camadas de solo:** A equação prognóstica para o conteúdo de humidade do solo ( $\eta$ ,  $mm^3$  (água)/ $mm^3$  (solo)) é dada por:

$$\rho_w \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial w_s}{\partial z}$$

onde  $\rho_w$  é a densidade da água líquida ( $kg/m^3$ ) e  $w_s$  é o fluxo de humidade dentro do solo ( $kg/m^2s$ ) definido por:

$$w_s = \rho_w k_\eta \frac{\partial(z + \psi)}{\partial z}$$

com  $k_\eta$  a condutividade hidráulica (m/s),  $\psi$  o potencial hidráulico (m) e  $z$  a profundidade da camada (m). O fluxo de humidade é reescrito na seguinte forma em termos da difusividade hidráulica ( $D_\eta = k_\eta \frac{\partial \psi}{\partial \eta}$ ):

$$w_s = \rho_w k_\eta + \rho_w D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z}$$

De modo que o prognóstico para o conteúdo de humidade possa ser dado por:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k_\eta + D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z} \right) \quad (4.51)$$

A difusividade hidráulica, a condutividade hidráulica e o potencial hidráulico são parametrizados por:

$$D_\eta = \frac{-b k_f \psi_f}{\eta} \left[ \frac{\eta}{\eta_f} \right]^{b+3}$$

$$k_\eta = k_f \left[ \frac{\eta}{\eta_f} \right]^{2b+3}$$

$$\psi = \psi_f \left[ \frac{\eta_f}{\eta} \right]^b$$

onde os valores  $k_f$ ,  $\psi_f$ , e  $\eta_f$  correspondem ao solo saturado. A constante  $b$  depende do tipo do solo. Todos estes valores são inicializados por meio de uma tabela contida no código do modelo (tabela 4.1).

Tabela 4.1: Classes de solo e os valores constantes correspondente para  $k_f$ ,  $\psi_f$ ,  $\eta_f$  e  $b$  no modelo RAMS.

| Solo           | $\eta_f$ ( $m^3 m^{-3}$ ) | $\psi_f$ (m) | $k_f$ ( $m.s^{-1}$ )   | $b$  | $C_d$ ( $Jm^{-3}k^{-1}$ ) |
|----------------|---------------------------|--------------|------------------------|------|---------------------------|
| Areia          | 0.395                     | -. 121       | $1.760 \times 10^{-4}$ | 4.05 | $1.465 \times 10^6$       |
| Franco arenoso | 0.410                     | -. 090       | $1.563 \times 10^{-4}$ | 4.38 | $1.407 \times 10^6$       |
| Areia franca   | 0.435                     | -. 218       | $0.347 \times 10^{-4}$ | 4.90 | $1.344 \times 10^6$       |
| Franco siltoso | 0.485                     | -. 786       | $0.072 \times 10^{-4}$ | 5.30 | $1.273 \times 10^6$       |
| Franco         | 0.451                     | -. 478       | $0.070 \times 10^{-4}$ | 5.39 | $1.214 \times 10^6$       |

|                         |       |        |                        |       |                       |
|-------------------------|-------|--------|------------------------|-------|-----------------------|
| Franco argiloso arenoso | 0.420 | -. 299 | 0.063x10 <sup>-4</sup> | 7.12  | 1.177x10 <sup>6</sup> |
| Franco arenoso siltoso  | 0.477 | -. 356 | 0.017x10 <sup>-4</sup> | 7.75  | 1.319x10 <sup>6</sup> |
| Argila franca           | 0.476 | -. 630 | 0.025x10 <sup>-4</sup> | 8.52  | 1.227x10 <sup>6</sup> |
| Argila arenoso          | 0.426 | -. 153 | 0.022x10 <sup>-4</sup> | 10.40 | 1.177x10 <sup>6</sup> |
| Argila siltoso          | 0.492 | -. 490 | 0.010x10 <sup>-4</sup> | 10.40 | 1.151x10 <sup>6</sup> |
| Argila                  | 0.482 | -. 405 | 0.013x10 <sup>-4</sup> | 11.40 | 1.088x10 <sup>6</sup> |
| Turfa                   | 0.863 | -. 356 | 0.080x10 <sup>-4</sup> | 7.75  | 0.874x10 <sup>6</sup> |

Fluxo de calor entre camadas de solo: A equação prognóstica para a temperatura potencial do solo ( $\theta_g$ ) é dada por

$$C_s = \frac{\partial \theta_g}{\partial t} = \frac{\partial H_s}{\partial z} \quad (4.52)$$

onde  $H_s$  é o fluxo vertical de calor do solo dado por:

$$H_s = \lambda \frac{\partial \theta_g}{\partial z}$$

sendo  $\lambda$  a condutividade térmica do solo ( $Jm^{-1}s^{-1}k^{-1}$ ). A capacidade térmica  $C_s$  é dada por:

$$C_s = (1 - \eta_s)C_d + \eta C_w$$

$C_d$  e  $C_w$  são as capacidades térmicas do solo e da água e  $\eta_s$  o conteúdo de humidade de saturação. Duas condições de contorno são impostas para a solução da equação 4.52 na camada superior do solo:

$$C_s \Delta z_g \frac{\partial \theta_g}{\partial t} = (1 - \alpha_g)R_s^\downarrow + R_L^\downarrow - \sigma \varepsilon_g T_g^4 - H - LE - \lambda \frac{\partial \theta_g}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (4.53)$$

$\alpha_g$  é o albedo do solo,  $R_s^\downarrow$  é a radiação solar à superfície,  $R_L^\downarrow$  a radiação de longo comprimento de onda absorvida pela superfície,  $\sigma \varepsilon_g T_g^4$  a radiação de longo comprimento de onda emitida pela superfície ( $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman e  $\varepsilon_g$  a emissividade

do solo),  $H$  e  $LE$  os fluxos de calor sensível e latente para a atmosfera e  $\lambda \frac{\partial \theta_g}{\partial z} |_{z=0}$  é o fluxo de calor sensível para a camada logo abaixo. Na camada mais inferior, a temperatura do solo é mantida constante  $\theta_g(t) = \theta_g(t_0)$ .

Com o prognóstico do conteúdo de humidade e temperatura na superfície, a razão de mistura de vapor de água na superfície é calculada a partir de:

$$r_g = e^{\left[ \frac{g \Delta z}{R_v T_g} \right]} r_s(T_g, p_g)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade,  $R_v$  é a constante de gás para vapor de água e  $r_s$  é a razão de mistura de saturação na temperatura  $T_g$  e pressão  $p_g$ . O cálculo da razão de mistura efectiva para a parametrização da camada superficial é realizado por meio de um factor  $\beta$ , limite da evaporação, dado por:

$$\beta = 0.25 \left( 1 - \cos \left( \min \left[ 1, \frac{\eta |_{z=0}}{\eta_{fc}} \right] \pi \right) \right)^2$$

onde  $\eta_{fc}$  é o conteúdo de humidade da capacidade de campo. Esta expressão impõe  $\beta = 1$  para  $\eta |_{z=0} > \eta_{fc}$  e  $0 \leq \beta \leq 1$  para  $\eta |_{z=0} \leq \eta_{fc}$ . Em termos deste parâmetro, a razão de mistura efectiva para parametrização da camada superficial (4.50) é dada por:

$$r_{vg} = \beta r_g + (1 - \beta) r_a \quad (4.54)$$

onde  $r_a$  é a razão de mistura de vapor no ar (primeiro nível do modelo,  $k = 2$ ).

### Vegetação com solo sombreado

**Fluxo de calor e de humidade no solo sombreado:** O prognóstico para a temperatura do solo sombreado ( $\theta_{sg}$ ) na camada superior é dado pela seguinte equação:

$$C_s \Delta z_g \frac{\partial \theta_{sg}}{\partial t} = \tau_{veg} (1 - \alpha_g) R_s^\downarrow - \sigma \epsilon_{veg} \epsilon_g T_{sg}^4 + \sigma \epsilon_{veg} \epsilon_g T_{veg}^4 - H - LE - \lambda \frac{\partial \theta_{sg}}{\partial z} |_{z=0} \quad (4.55)$$

onde  $\tau_{veg}$  e  $\varepsilon_{veg}$  são a transmitância e emissividade da vegetação, respectivamente,  $\tau_{veg}(1-\alpha_g)R_s^\downarrow$  é a radiação de curto comprimento de onda absorvida,  $\sigma\varepsilon_{veg}\varepsilon_g T_{sg}^4$  é a radiação de longo comprimento de onda emitida,  $\sigma\varepsilon_{veg}\varepsilon_g T_{veg}^4$  é a radiação de longo comprimento de onda emitida pela vegetação e absorvida pelo solo sombreado.  $H$  e  $LE$  são os fluxos de calor sensível e latente para a atmosfera e  $\lambda \frac{\partial \theta_{sg}}{\partial z} \Big|_{z=0}$  é o fluxo de calor sensível para a camada logo abaixo. Toda a radiação de longo comprimento de onda emitida para baixo pela atmosfera é absorvida pela vegetação. Para as camadas mais profundas, o mesmo tratamento dado ao solo nu é utilizado.

O fluxo de humidade no solo sombreado segue o mesmo tratamento dado ao solo nu, assumindo que água da precipitação interceptada pela vegetação, acaba caindo ao solo. Havendo, porém, além da evaporação directa na superfície do solo, remoção de água pela transpiração da vegetação, na região de raízes. A remoção de água numa dada camada do solo de espessura  $\Delta z$ , é dada por:

$$\Delta \eta_{raízes} = -transp \frac{rootzone}{\Delta z} \quad (4.56)$$

onde

$$transp = -LE_{veg} \frac{\Delta t}{\rho_w} \quad (4.57)$$

é a quantidade total de água extraída dos níveis abaixo da superfície (excluindo esta camada), com  $\Delta t$  o “timestep” do modelo (em segundo).

O parâmetro *rootzone* é o perfil vertical de raízes da vegetação, definindo suas profundidades e densidades. Este depende da camada, sendo 0 para a camada da superfície e, para as camadas abaixo, varia entre 0 e 1, porém, normalizado verticalmente a 1. O parâmetro *rootzone* atribuído pela parametrização para a vegetação tipo floresta (figura 4.2) apresenta uma configuração de 10 níveis de solo e uma profundidade de 2 metros. Por este perfil, a floresta só consegue água do solo nos primeiros 10 cm.

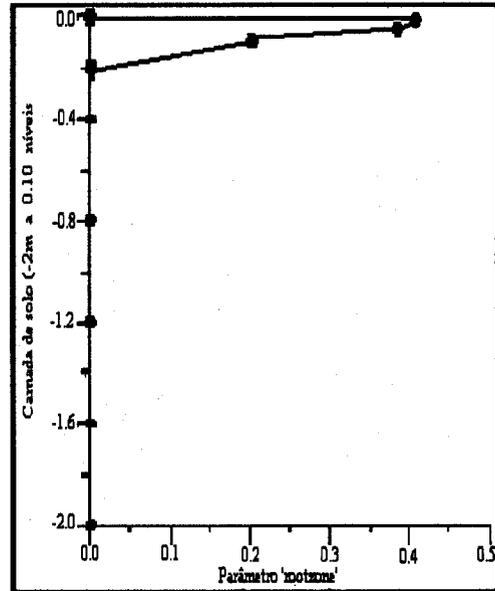


Figura 4.2: Perfil de raízes para floresta atribuído pelo RAMS 4.3.

Prognóstico para a temperatura e umidade na camada de vegetação: O modelo de interação vegetação-atmosfera é baseado em Avissar e Pielke (1989). O RAMS 4.3 usa a aproximação '*big leaf*' onde existe uma camada de vegetação sobre um solo sombreado. O prognóstico da temperatura da vegetação ( $\theta_{veg}$ ) é dado pela seguinte equação:

$$C_{veg} \Delta z_{veg} \frac{\partial \theta_{veg}}{\partial t} = (1 - \tau_{veg} - \alpha_{veg}) R_S^\downarrow + \epsilon_{veg} R_L^\downarrow - 2\sigma \epsilon_{veg} \epsilon_g T_{veg}^4 + \sigma \epsilon_{veg} \epsilon_g T_{sg}^4 - H - LE \quad (4.58)$$

onde  $(1 - \tau_{veg} - \alpha_{veg}) R_S^\downarrow$  é a absorção de radiação em onda curta,  $\epsilon_{veg} R_L^\downarrow$  a absorção de onda longa para baixo emitida pela atmosfera,  $2\sigma \epsilon_{veg} \epsilon_g T_{veg}^4$  é a onda longa emitida para cima e para baixo pela vegetação,  $\sigma \epsilon_{veg} \epsilon_g T_{sg}^4$  é a onda longa absorvida que é emitida pelo solo sombreado. Os fluxos  $H$  e  $LE$  são dados por:

$$LE = -I_{af} \rho_{ar} c_p u_* r_* \quad (4.59)$$

$$H = -2I_{af} \rho_{ar} c_p u_* \theta_* \quad (4.60)$$

$I_{af}$  é o índice de área foliar,  $\rho_{ar}$  é a densidade do ar,  $c_p$  é o calor específico do ar. Com os valores de  $u_*$ ,  $\theta_*$  e  $r_*$  tomados no passo de tempo anterior. O cálculo de  $LE$  leva em

conta apenas o lado da folha exposta à radiação solar. A transpiração de água do solo sombreado é controlada pela actividade estomática da vegetação. Isto é realizado por meio de uma razão de mistura efectiva da vegetação definida por:

$$r_{veg} = d_{s_r} r_{veg_s} + (1 - d_{s_r}) r_a \quad (4.61)$$

onde  $r_{veg_s}$  é a razão de mistura de saturação na temperatura da vegetação ( $T_{veg}$ ) e pressão do ar em superfície,  $r_a$  é a razão de mistura de vapor no ar (primeiro nível do modelo  $k = 2$ ) e  $d_{s_r}$  é a condutância estomática relativa. Este parâmetro é dado por:

$$d_{s_r} = \frac{d_{sm} + (d_{sm} - d_{sm}) f_R f_T f_C f_V f_\psi}{d_{sm}} \quad (4.62)$$

Nesta expressão,  $d_{sm}$  é a condutância estomática mínima (associada a evaporação nas cutículas da folha quando os estômatos estão fechados, definida como 2% do valor máximo,  $d_{sm}$ ).  $d_{sm}$  é a condutância estomática máxima (obtida quando os estômatos estão completamente abertos). Os parâmetros  $f_i$  são os factores que controlam a abertura dos estômatos:

- $R$ : disponibilidade de radiação solar
- $T$ : temperatura da folha
- $V$ : diferença de pressão de vapor entre a folha e o ar ambiente
- $C$ : concentração de dióxido de carbono
- $\psi$ : potencial hidráulico do solo na região de raízes da vegetação.

Estes factores são parametrizados na seguinte forma:

$$f_i = \frac{1}{1 + e^{\{-S_i(X_i - X_{bi})\}}} \quad (4.63)$$

onde  $X_i$  é a intensidade do factor  $i$ .  $S_i$  e  $X_{bi}$ , juntamente com  $d_{sm}$  e  $d_{sm}$ , são parâmetros determinados empiricamente e inicializados no modelo.

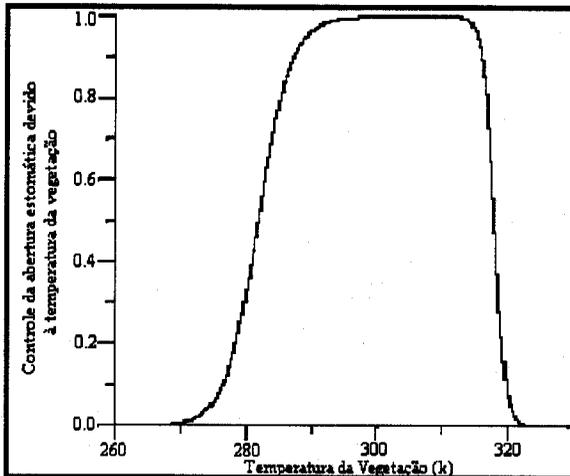


Figura 4.3: Controle da abertura dos estômatos pela temperatura da vegetação.

A figura 4.3 mostra o controlo da actividade estomática pela temperatura da vegetação, indicando o domínio de temperaturas (aproximadamente de 2° a 47°C) no qual a transpiração é permitida. No âmbito do modelo, estes factores são expressos na seguinte forma:

$$f_i = \frac{1}{1 + e^{\{\min[20, -S_i(X_i - X_{bi})]\}}}$$

de modo que o domínio dos  $f_i$  se torna efectivamente  $[0,1]$ , sendo 0 para estômatos completamente fechados e 1 para completamente abertos.

Através da equação 4.60, o gradiente de humidade entre os estômatos e o ar sobre o dossel, que aparece na equação 4.49, é dado por:

$$\Delta r = r_a - r_{veg} = d_{sr} (r_a - r_{vegs}) \quad (4.64)$$

de onde se pode ver com clareza, o controlo directo da condutância estomática sobre a transpiração de vapor para a atmosfera.

### 4.8.3 - Fluxos turbulentos de momento, calor e humidade

Uma vez que valores de  $u_*$ ,  $\theta_*$  e  $r_*$  são calculados pela teoria de similaridade para a camada superficial, descrita anteriormente, os fluxos turbulentos de momento, calor e humidade são, então, derivados usando as equações algébricas da camada superficial descritas em Manton e Cotton (1977)

a) Fluxos turbulentos de momento:

$$\overline{u'w'} = -\frac{\overline{u}}{U} u_*^2, \quad (4.65)$$

$$\overline{v'w'} = -\frac{\bar{v}}{U}u_*^2, \quad (4.66)$$

$$\overline{w'w'} = \left(0.27q_0^2 - 1.18\frac{\eta}{\psi}\right)u_*^2, \quad (4.67)$$

onde

$$q_0^2 = 6.25\frac{1-\eta}{\psi},$$

$$\psi = \frac{(1-3.21\eta)(1-2.18\eta)}{(1-2.86)},$$

$$\eta = \frac{\xi}{\Phi_m(\xi)}$$

$$\Phi_m(\xi) = \begin{cases} 1+4.7\xi, & \text{se } \xi \geq 0 & (\text{estável}) \\ (1-15\xi)^{-1/4}, & \text{se } -0.5 < \xi < 0 & (\text{instável}) \\ 0.47(-\xi^{-1/3}), & \text{se } \xi \leq -0.5 & (\text{instável}) \end{cases}$$

$$\xi = \frac{z}{L},$$

$$L = \frac{\bar{\theta}u_*^2}{gk\theta_*}, \quad \text{o comprimento de Moni - Obukhov}$$

b) Fluxos turbulentos de calor e humidade:

$$\overline{\theta'w'} = -\theta_*u_*, \quad (4.68)$$

$$\overline{r'w'} = -r_*u_* \quad (4.69)$$

#### 4.8.4 - Cálculo dos fluxos efectivos para a atmosfera

A partir dos fluxos turbulentos calculados para cada um dos tipos de superfície que compõe a superfície de uma célula do modelo, os fluxos efectivos trocados entre a superfície com um todo e a atmosfera são obtidos. Isto é feito compondo os fluxos individuais pela média sobre todos tipos de superfície, ponderada pela fracção com que cada um ocupa a área de célula:

a) Fluxo turbulento de humidade:

$$\overline{r'w'} = (1-f_l)\overline{(r'w')}_w + f_l\left[(1-f_{veg})\overline{(r'w')}_g + f_{veg}\left(\overline{(r'w')}_{sg} + I_{af}\overline{(r'w')}_{veg}\right)\right] \quad (4.70)$$

b) Fluxo turbulento de calor:

$$\overline{\theta'w'} = (1-f_l)\overline{(\theta'w')}_w + f_l\left[(1-f_{veg})\overline{(\theta'w')}_g + f_{veg}\left(\overline{(\theta'w')}_{sg} + 2I_{af}\overline{(\theta'w')}_{veg}\right)\right] \quad (4.71)$$

c) Fluxo turbulento de momento:

$$\overline{X'w'} = (1-f_l)\overline{(X'w')}_w + f_l\left[(1-f_{veg})\overline{(X'w')}_g + f_{veg}\left(\overline{(X'w')}_{sg} + \overline{(X'w')}_{veg}\right)\right] \quad (4.72)$$

onde os índices  $w$ ,  $g$ ,  $sg$ ,  $veg$  designam as superfícies de água, solo nu, solo sombreado e vegetação.  $f_l$  é o percentual de terra (*pctland*),  $f_{veg}$  é a fracção com que a vegetação ocupa a parte de solo da célula.  $X$  designa qualquer um dos componente da velocidade do vento  $u$ ,  $v$  e  $w$ .

Uma vez calculados os fluxos turbulentos para a atmosfera, eles se tornam condição de contorno para o esquema de difusão na camada limite. Por exemplo, na rotina de turbulência, a temperatura potencial do nível mais baixo do modelo ( $k=2$ ) consente o seguinte aquecimento:

$$\Delta\bar{\theta}|_{k=2} = \overline{\theta'w'} \frac{\Delta t}{\Delta z}$$

$\Delta t$  é o passo de tempo do modelo e  $\Delta z$  a espessura vertical do primeiro nível. Para a razão de mistura de vapor, temos o seguinte humedecimento:

$$\Delta\bar{r}_v|_{k=2} = \overline{r'w'} \frac{\Delta t}{\Delta z}$$

O RAMS usa vários parâmetros definidos no Esquema de Transferência Biosfera-Atmosfera definido no inglês como ("BATS"). Isto inclui 18 classes de vegetação e outros parâmetros definidos para cada uma dessas classes, incluindo albedo da vegetação, emissividade, deslocamento da altura da rugosidade, cobertura friccional e índice de área foliar. Na tabela 4.2 a seguir estão representados os tipos de vegetação:

Tabela 4.2: Tipo de vegetação e superfície disponível no modelo RAMS

|  |  |                           |
|--|--|---------------------------|
| 0: Oceano  | 6: Árvores com folhas largas e temporárias | 12: Arbustos persistentes |
| 1: Lagos, rios, riachos ou córregos (água no interior do continente) | 7: Grama curta                             | 13: Arbustos temporários  |
| 2: Superfície de gelo  | 8: Grama alta                              | 14: Bosques               |
| 3: Árvores com folhas estreitas e persistentes                       | 9: Deserto                                 | 15: Cultivo, plantação    |
| 4: Árvores com folhas estreitas e temporárias                        | 10: Semidesértico                          | 16: Plantações irrigadas  |
| 5: Árvores com folhas largas e persistentes                          | 11: Tundra                                 | 17: Pântano e brejo       |

#### 4.9 - Esquemas de radiação

O RAMS possui dois esquemas de radiação de curto comprimento de onda e longa. No primeiro não são levados em consideração os efeitos das interações com as nuvens. No caso da radiação de curto comprimento de onda, é avaliado empiricamente a difusão pelo oxigênio, ozono e dióxido de carbono e também absorção pelo vapor de água, enquanto que no caso de onda longa o esquema avalia as quantidades de emissão no infravermelho e a absorção pelo vapor de água e dióxido de carbono. Nenhum tipo de interação da radiação com nuvens é considerado na parametrização de Mahrer e Pielke (1977).

O segundo esquema de parametrização leva em consideração a interação da radiação com as nuvens (Chen e Cotton 1983; 1987); permite o tratamento de diversos processos relevantes para a transferência de radiação de curto comprimento de onda tais como: os efeitos da difusão, absorções de ozono e de moléculas do ar, transmissão e reflexão por camadas de nuvens. A parametrização de radiação de longo comprimento de onda permite a emissão da atmosfera limpa, emissão de camadas de nuvem e emissão de camadas mistas de nuvem e céu claro. Esse esquema de parametrização permite que o conteúdo de água e vapor de água disponíveis na atmosfera tenham influência sobre os fluxos radiativos de onda longa e curta.

Neste trabalho, o esquema de Chen e Cotton foi o escolhido. O modelo de radiação de longo comprimento de onda, descrito por Chen e Cotton (1983), é uma solução completa da equação de transferência radiativa usando uma aproximação da emissividade, caracterizado com uma banda espectral de 0 a 2200  $c.m^{-1}$ . A integração espectral é feita pela soma de um conjunto discreto de intervalos espectrais, e a integração sobre o ângulo zenital é feita com a ajuda do coeficiente de difusão de Elsasser, que corresponde ao valor de 1,66 (Rodgers, 1967). A equação de transferência radiativa (ETR) pode ser expressa na forma integral:

$$E(p) = E(p_1) \left[ 1 - \int_{p_1}^{p_2} \frac{\partial \varepsilon}{\partial p} dp \right] + \int_{p_1}^{p_2} \sigma T^4(p) \frac{\partial \varepsilon}{\partial p} dp \quad (4.73)$$

$E(p_1)$  é a irradiância de onda longa em um contorno de pressão  $p_1$ ,  $\varepsilon$  é a emissividade,  $p$  é a pressão. Portanto, o limite  $p_2$  equivale à pressão numa dada altitude entre a superfície e o topo, e  $\sigma T^4$  representa a função fonte de irradiância de onda longa obedecendo a lei de Stefan-Boltzmann. A ETR pode ser convertida para a seguinte forma, aplicada em pontos de malha do modelo:

$$E(N) = E(1) \left[ 1 - \bar{\varepsilon}_N \right] + \sum_{k=1}^{N-1} \sigma T_{k+1/2}^4 \Delta \bar{\varepsilon}_{k+1/2} \quad (4.74)$$

$k$  define o número de camadas até o limite  $N$ .  $\bar{\varepsilon}_N$  é a emissividade total combinando todas as camadas ( $k = 1 \text{ à } N$ ), e pode ser expressa por:

$$\bar{\varepsilon}_N = \bar{\varepsilon} \left( \sum_{l=1}^{N-1} U_{l+1/2} \right) \quad (4.75)$$

$U_{l+1/2}$  é o comprimento do caminho óptico entre a  $l$ -ésima e a  $(l+1)$ -ésima camada e é definido como:

$$U_{l+1/2} = \rho_0 r_v(z_{l+1/2}) \times (z_{l+1} - z_l) \quad (4.76)$$

$\rho_0$  é a densidade do ar,  $r_v$  é a razão de mistura do vapor de água. Na ETR adaptada para os pontos de malha,  $\Delta \bar{\varepsilon}_{k+1/2}$  representa a emissividade real da  $(k+1/2)$ -ésima camada é definida como:

$$\Delta \bar{\varepsilon}_{k+1/2} = \bar{\varepsilon} \left( \sum_{l=k}^{N-1} U_{l+1/2} \right) - \bar{\varepsilon} \left( \sum_{l=k+1}^{N-1} U_{l+1/2} \right) \quad (4.77)$$

## 4.10 - Parametrização da microfísica de nuvens

O tratamento das mudanças de fase da água e dos seus efeitos sobre as demais variáveis dependentes destas são tratadas pelo RAMS, através da parametrização da microfísica de nuvens. Esta é a forma mais adequada para um espaçamento de malha da ordem de grandeza (algumas centenas de metros até poucos quilômetros) dos processos de formação, evolução e dissipação das nuvens (Cram et al. 1992).

A parametrização da microfísica de nuvens do RAMS, descrita por Flatau et al. (1989), Verlinde et al., (1990) e Walko et al., (1995) pode ser aplicada a qualquer fase (líquida, sólida e gasosa), incluindo o processo de precipitação. O modelo simula todas as mudanças de fase para a substância água, ou seja, a condensação – evaporação e congelamento – fusão, incluindo a libertação ou absorção de calor latente que estes processos provocam. A água está classificada em oito formas: vapor (gás), gotículas de nuvens, gotas de chuva, gelo pristino, neve, agregados, graupel e granizo. Gotículas de nuvens e chuva estão na fase líquida ou sobrearrefecidas, o gelo pristino, a neve e agregados encontram-se completamente na fase sólida, enquanto que o graupel e granizo são categorias de mistura de fases, capazes de consistir apenas de gelo ou mistura de gelo e água.

A distribuição do tamanho de gotas para as categorias dos hidrometeoros, em função da densidade do espectro  $n(D)$  é definido tal que  $n(D)dD$  é o número total de partículas com diâmetro entre  $D$  e  $D+dD$ , por unidade de volume de ar:

$$N(D) = \int_0^{\infty} n(D)dD \quad (4.78)$$

que corresponde a concentração total de partículas por unidade de volume com diâmetro

muito menor que  $D$  (diâmetro do tamanho das gotas) e  $N(D)$  é o número total de gotas por unidade de volume. A distribuição do espectro de gotas (excepto para dimensões muito pequenas), pode ser representada por:

$$N(D) = N_0 e^{-\Lambda D} \quad (4.79)$$

Em geral, o esquema das espécies dos hidrometeoros é subdividida em quatro categorias: gotículas de nuvem e de chuva, hidrometeoros congelados e cristais de gelo pristino, com o primeiro esquema do tamanho do espectro das classes dos hidrometeoros assumidos de Marshall e Palmer (1948). Segundo Flatau et al. (1989), Verlinde et al. (1990) e Walko (1995), o tamanho do espectro do hidrometeoros, pode ser assumido como uma distribuição gamma.

Os processos microfísicos da nuvem conduzem para a formação e crescimento das partículas, tornando-se gotas ou cristais de gelo. Cada categoria pode crescer sozinha ou interagir com outras categorias, por colisão e coalescência. A nucleação é o processo inicial das gotículas de nuvem ou formação de cristais e a concentração dos núcleos de condensação na nuvem é proporcional a supersaturação e pode se expresso na forma:

$$N_{ccn} = C(S_v - 1)^k \quad (4.80)$$

$k$  e  $C$  são aproximadamente constantes e dependente da origem da massa de ar.  $S_v$  é o valor de saturação com respeito à água

As colectas dos hidrometeoros são divididas em duas classes e caracterizadas por cinco grupos de interações, em função da razão de mistura e do número da concentração dos hidrometeoros. Estes complexos processos físicos e as interacções envolvendo o vapor de água, a água líquida e as formas de gelo, pode ser resumido nas seguintes etapas, accionadas a cada passo do tempo de integração: determinação dos parâmetros físicos, diagnóstico da distribuição desses parâmetros, processos de colecção, deposição do vapor, fusão, nucleação e as formas de conversão entre diferentes categorias (Verlinde e Cotton, 1993). A figura 4.4 apresenta a esquematização que resume os processos microfísicos incluídos no modelo.

As gotículas de nuvens e o gelo pristino são suficientemente pequenas para se manterem

suspensas, enquanto que as demais são precipitantes. Essas gotículas, juntamente com o gelo pristino são as únicas categorias nucleadas a partir do vapor de água. Todas as outras categorias formam-se de outros hidrometeoros já existentes e quando formados, podem também crescer por deposição de vapor. Os agregados são definidos como partículas de gelo formadas por colisão e coalescência de gelo pristino, neve ou agregados. Os granizos são considerados hidrometeoros com uma densidade intermediária ( $<1 \text{ g.m}^{-3}$ ) de formato aproximadamente esférico, constituindo-se por gelo pristino, neve ou agregados com fusão parcial. Uma vez que os cristais de gelo se tornam suficiente grandes, podem colidir e coalescer com uma população de gotículas de nuvem sobrearrefecidas. Quando essa colisão ocorre sobre uma superfície de gelo, a gota congela imediatamente e este depósito de gotículas sobrearrefecidas é designado por 'riming'.

A equação da continuidade para a água total ( $r_T$ ) tem a forma:

$$\frac{dr_T}{dt} = p(r_T) \quad (4.81)$$

$p(r_T)$  representa os efeitos da precipitação sobre  $r_T$ ; e

$$r_T = r_v + r_c + r_r + r_i + r_g \quad (4.82)$$

com  $r_v$  é a razão de mistura do vapor de água,  $r_c$  a razão de mistura da nuvem,  $r_r$  a razão de mistura da chuva,  $r_i$  a razão de mistura do cristal de gelo e  $r_g$  é a razão de mistura de agregados.

A razão de mistura do vapor de água e gotículas de nuvem são diagnosticadas pela razão de mistura de água total ( $r_T$ ), que é uma variável do modelo. Inicialmente calcula-se a razão de mistura da água líquida ( $r_{liq}$ ) através da relação:

$$r_{liq} = r_c + r_r \quad (4.83)$$

$r_c$  e  $r_r$  são as razões de mistura da água de nuvem e água da chuva, respectivamente.

A equação da continuidade rege com exceção das gotículas de nuvem e vapor, a razão de mistura de todas as outras categorias da seguinte forma:

$$\frac{\partial r}{\partial t} = ADV(r) + TURB(r) + FONTE(r) + SUMIDOURO(r) \quad (4.84)$$

$r$  representa o grupo das razões de mistura da chuva, gelo pristino, neve, agregados, graupel e granizo, resultando na água total, que é a categoria que consiste na soma de todas as razões de mistura, incluindo as gotículas de nuvem e vapor;  $ADV(r)$  representa o transporte advectivo,  $TURB(r)$  representa o transporte turbulento,  $FONTE(r)$  representa o termo de fonte para as categorias que consistem de todo os tipos de conversão da substância água, de uma categoria para outra e  $SUMIDOURO(r)$  representa a perda da razão de mistura devida à sedimentação por acção da gravidade.

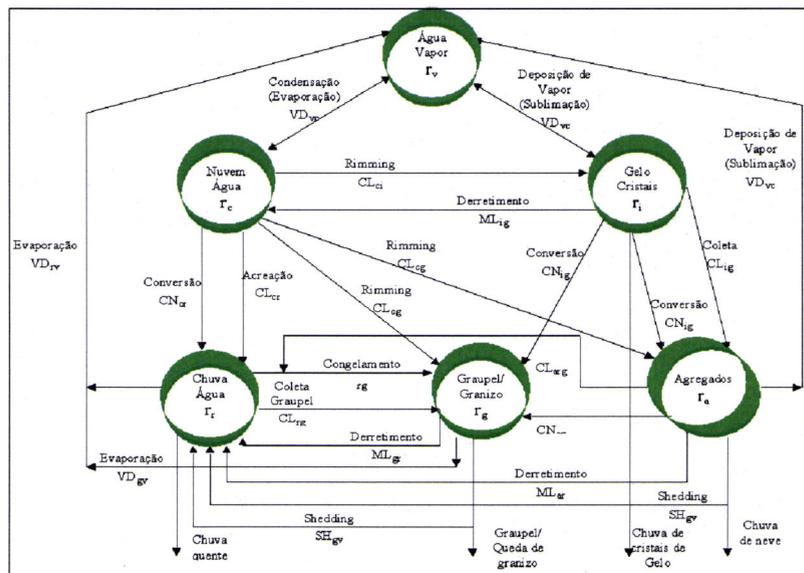


Figura 4.4: Interações descrevendo os processos microfísicos considerados pelo modelo RAMS (Fonte: Flatau et al, 1989).

#### 4.11 - Assimilação de dados observados

O modelo requer condição inicial e de contorno para a solução do sistema de equações e neste trabalho, utilizou-se o conjunto de dados de ar superior (análises) do NCEP (National Center for Environmental Prediction – EUA) e AVN/NCEP (Aviation run of the National Center for Environmental Prediction Global Spectral Model), além de dados observados em superfície.

Para a assimilação de dados de estações de superfície e de sondagens, para pontos de “malha” o RAMS utiliza um método de análise objectiva proposto por Barnes (1964), em

que é definida uma altura de influência para estes dados e até esta altura, a análise é feita de forma que um peso maior é atribuído aos dados de superfície em relação aos dados da malha maior. Assumindo que uma distribuição de uma determinada variável atmosférica ( $f(x, y)$ ) pode ser representada por uma integral de Fourier, pode-se definir uma função suavizada correspondente ( $g(x, y)$ ), que é obtida aplicando um filtro à função original, onde um parâmetro  $f$  pode ser interpolado para o ponto de "malha", a partir da média ponderada entre as estações que envolvem este ponto de "malha". Fazendo com que a mesma, seja limitada à região de "malha" dando pesos diferenciados aos dados da região ( $M$ ). Esta média é expressa por:

$$g(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^M W(P_i, D) f_i}{\sum_{i=1}^M W(P_i, D)} \quad (4.85)$$

$W(P_i, D)$  é a função peso que depende da distância de onde foi obtido o dado em ponto de "malha" ( $P_i$ ), " $D$ " pode ser definido como parâmetro de filtragem em função dos comprimentos de onda envolvidos na escala desejada,  $f_i$  é o valor observado e  $g(x, y)$  é o valor de  $f$  interpolado na "malha". O comprimento de onda dimensional pode ser dado por  $\lambda = \eta \Delta s$ , onde  $\eta$  é número de pontos de "malha",  $\Delta s$  é o espaçamento da "malha". A distância adimensional  $P'$  é dada por

$$P' = P^* / \eta \Delta s \quad (4.86)$$

E a função peso sugerida por Doswell III (1977) é dada por:

$$W(P', D) = e^{-\left[ (\eta P' / 2D)^2 \right]} \quad (4.87)$$

O RAMS inclui o Isentropic ANalise package (RAMS/ISAN) para realizar a tarefa de assimilar um conjunto de dados para as condições iniciais e de fronteiras para corridas de grande escala. RAMS/ISAN tem a habilidade de combinar conjuntos de dados para análise e uma estrutura modular simplifica a inserção de dados. O código corrente suporta análises globais (NMC, ECMWF, CPTEC, AVN/NCEP) além de radiossonda e dados de estações de superfície. No ISAN, o processamento de dados pode ser resumida como se segue (Pielke et al., 1992):

1) Em níveis de pressão: acesos os dados de análises criadas numa malha maior e extrai o domínio para análise;

2) níveis isentrópicos: Os componentes do vento horizontal, temperatura, e humidade relativa dos pontos de malha definidos no estágio 1, as radiossondas, as observações de superfície, e qualquer outro tipo de observação (por exemplo, informações de satélites), são interpolados verticalmente (linearmente em  $p^{R/Cp}$ ) para níveis isentrópicos e na projecção estereográfica polar definidos na malha a ser utilizada durante a simulação. Em seguida é então realizada a análise objectiva na horizontal, aplicando-se parâmetros específicos no esquema de controlo da intensidade de suavização. À medida que as variáveis são objectivamente analisadas, é calculada a função corrente de Montgomery, através de uma integração hidrostática de uma função de corrente analisada objectivamente, em uma condição de fronteira para um nível isentrópico próximo à tropopausa. As interpolações horizontais utilizam a técnica polinomial da média superposta de Bleck e Haagenson (1968). No caso das variáveis atmosféricas na superfície terrestre são analisadas de maneira similar às variáveis de níveis superiores. Componentes do vento, temperatura e humidade relativa são objectivamente analisados. Pressão e a função de corrente Montgomery são obtidas em uma integração hidrostática, a partir da primeira superfície isentrópica acima da terra.

3) estágio de inicialização: Uma vez que o conjunto de dados isentrópicos está completo, as variáveis atmosféricas e a topografia são transferidas para a malha do modelo, usando a interpolação polinomial da média superposta. Primeiro, as componentes do vento, função de corrente Montgomery, e humidade relativa são interpoladas de uma superfície isentrópica para a malha do modelo. A altura da superfície isentrópica pode ser estabelecida e o vento, temperatura potencial e humidade relativa são interpoladas linearmente na altura para os níveis na coordenada sigma ( $\sigma_z$ ), criando assim, um conjunto híbrido definido nas coordenadas horizontais e verticais do modelo.

Em suma, primeiramente, estes dados são tratados pelo pacote 'ISAN' (ISentropic ANalysis package) do RAMS. Nesta fase, dados de componentes horizontais do vento, temperatura e humidade relativa, em níveis de pressão, das análises são a cessados e interpolados para níveis isentropicos e de sigma\_z ( $\sigma_z$ ). Com uma análise objectiva de Barnes, destes dois conjuntos de dados emerge um conjunto interpolado para a malha do



modelo atmosférico, que fornecerá a condição inicial e de contorno para a integração numérica.

A assimilação deste conjunto de dados pelo modelo utiliza o procedimento de relaxação Newtoniana ou ‘*nudging*’ (Hoke e Anthes, 1976). Neste procedimento, os componentes horizontais do vento, a temperatura potencial, a razão de mistura total e a função de Exner são forçados (‘*nudged*’) em direcção aos correspondentes valores observados contidos nas análises. Isto é realizado adicionando às tendências locais destas quantidades, uma tendência artificial na seguinte forma:

$$\left( \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial t} \right)_{nud} = \varpi(k, i, j) \frac{(\phi_0 - \bar{\phi})}{\tau} \quad (4.88)$$

onde  $\bar{\phi}$  é o valor actual da variável calculada pelo modelo,  $\phi_0$  é o valor desta variável na análise,  $\tau$  é a escala de tempo do ‘*nudging*’, que define a sua intensidade, e  $\varpi(k, i, j)$  é um termo 3D, determinando as regiões do domínio que este procedimento se realizará. Em um dado tempo  $t$  do modelo, o valor da variável ‘observada’  $\phi_0(t)$  é obtido através de uma interpolação linear no tempo entre os valores de  $\phi_0$  em duas análises consecutivas. As escalas de tempo são divididas em três, no centro (tnudcent), numa banda lateral (tnudlat) e numa banda no topo do modelo (tnudtop). Com estes dados, definidos pelo usuário, do modelo constrói o termo  $\varpi(k, i, j)/\tau$  da equação 4.88.

## 4.12 - Opções Gerais

### 4.12.1 - Topografia

A representação da topografia no RAMS é feita a partir de um conjunto de dados topográficos, com resolução de 0.5°, que são interpolados para a malha do modelo conforme o tipo de tratamento seleccionado pelo usuário. As opções de representação da topografia pelo RAMS são apresentadas na tabela 4.3. A representação da orografia pelo modelo pode ser definida através da média ponderada entre a orografia média e os demais tipos de representações apresentados na tabela 6.1 com peso variando entre 0 a 1.

Tabela 4.3: opções de tratamento da topografia disponíveis na versão 4.3 do RAMS.

| Opção                 | Tipo de tratamento dado à topografia   |
|-----------------------|--|
| Orografia média       | Apresenta uma média das alturas de terreno contidas numa célula de grade do modelo |
| Envelope de Silhueta  | Acentua as barreiras topográficas, suavizando os vales                             |
| Envelope de Orografia | Acentua as barreiras topográficas mantendo os vales de maneira mais realística     |
| Envelope de Silhueta  | Acentua tanto as barreiras topográficas quanto os vales.                           |

#### 4.12.2 - Cálculo do Coeficiente de correlação

Para se fazer uma estimativa da eficiência do modelo nas simulações em relação ao volume observado, foi feita uma análise estatística do coeficiente de correlação. Esse coeficiente é calculado segundo Storch e Zwiers (2000), através da fórmula:

$$cor(x, y) = \frac{cov(x, y)}{\sqrt{var(x) \cdot var(y)}} \quad (4.89)$$

$x$  é a variável simulada pelo modelo;  $y$  é a variável observada,  $cov$  é a co-variância e  $var$  é a variância, ambas calculadas, pelas equações abaixo:

$$cov(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n-1} \quad (4.90)$$

$$var(x) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1} \quad e \quad var(y) = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n-1} \quad (4.91)$$

## 5. Testes de sensibilidade

---

Neste capítulo descrevem-se os casos usados nos testes de sensibilidade para analisar o comportamento das opções e parametrizações nos modelos utilizados em situações meteorológicas adversas aos estudos de caso que serão discutidos nos resultados dos capítulos seguintes. Assim foram seleccionados dois conjuntos de simulações com o RAMS e o CATT-BRAMS:

- a) O primeiro caso refere-se a simulação de um sistema de baixa pressão que influenciou o tempo em Portugal Continental no período de 11 a 13 de Março de 2002.
- b) Como Verão de 2003 foi caracterizado com um padrão anormal, principalmente nas duas primeiras semanas do mês de Agosto (descrição pormenorizada no capítulo 7), foram feitas simulações para o Verão de 2002 que foi considerado dentro de um padrão normal, de acordo com o relatório da Comunidade Europeia, assim como as condições meteorológicas actuautes que condicionaram o período analisado.

### 5.1 - Sistema de Baixa Pressão

#### 5.1.1 - Introdução

Portugal está incluído na zona temperada do hemisfério Norte, na transição da zona dos anticiclones subtropicais para a zona das depressões subpolares e ventos dominantes de Oeste com desvio para o lado do pólo. A separação das duas zonas é definida pela superfície frontal polar do hemisfério, a qual sofre uma migração periódica durante o ano para o lado do pólo no Verão e para o lado do equador no Inverno. Assim, durante o Inverno, Portugal fica sob a influência das depressões subpolares que, em passagens sucessivas, provocam mudanças de tempo, além de massas de ar polar marítimo, quando a superfície frontal polar se encontra para o sul ou parte do território, provocando decréscimo de temperatura, precipitações intensas e queda de diversos tipos de hidrometeoros.

Este trabalho tem como objectivo analisar a situação sinóptica associada ao período de 11/03/2002 a 13/03/2002, ocasionado por um conjunto de factores que condicionaram o estado de tempo em Portugal Continental, proporcionando precipitações intensas durante todo o período, ventos fortes com queda de granizo e neve em diversos pontos de Portugal e completando-a com simulação numérica efectuada com o Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), configurado para capturar os fenómenos de escala sinóptica e de mesoescala, utilizando a técnica de malhas aninhadas (“grid-nesting”) com resoluções sucessivamente mais elevadas para analisar as parametrizações e opções do modelo RAMS, discutida no capítulo anterior, e assim verificar se o modelo é capaz de representar adequadamente o evento.

Foram seleccionadas quatro cidades que registraram os maiores índices totais de precipitações acumuladas em relação à média mensal para o período, de acordo com o Instituto de Meteorologia (IM), distribuídas ao longo do continente: Bragança (41.82N; 6.75W), Lisboa (39°N; 9°W), Faro (37.14°N; 7.93°W) e Penhas Douradas (40.42°N; 7.5°W, localizada na Serra da Estrela, ponto mais alto de Portugal Continental, com cerca de 1800 m de altitude).

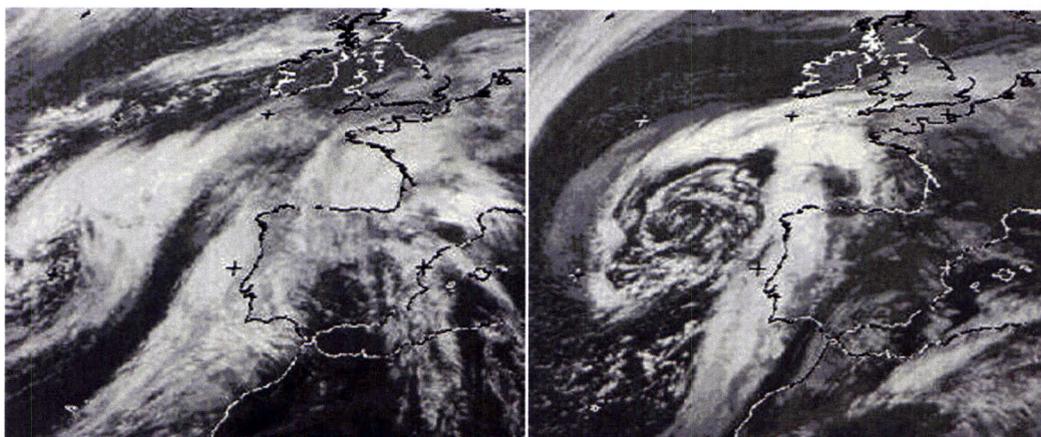
### 5.1.2 - Descrição do caso

A análise sinóptica visa caracterizar a estrutura durante o ambiente no qual se desenvolveu a tempestade e verificar se esta análise pode das indicações da evolução e associação da depressão com o sistema frontal activo sobre a área de estudo. Para isso, foi utilizada uma sequência de imagens de satélite, cartas sinópticas da pressão ao nível médio do mar (PMMM), imagens do radar meteorológico e dados de superfície, além dos dados provenientes das reanálises do NCEP para caracterizar a termodinâmica e estrutura vertical do evento.

A depressão, geralmente muita cavada, sobre o Atlântico Norte, provoca uma corrente de oeste sobre o continente europeu, como consequência, sucessivas superfícies frontais, todas vindas de oeste e circulando pelo bordo sul, necessariamente daquela depressão, condicionarão o estado de tempo nas regiões atingidas por elas com alternâncias de condições meteorológicas características de superfície frontal; a passagem de uma superfície frontal fria dará origem as precipitações súbitas; de curta duração e por vezes tempestades violentas, com queda de neve e granizo.

No dia 10/03/2002, inicia-se a actuação de uma massa de ar marítima transportada na circulação geral de oeste e a aproximação de um vale depressionário em altitude, influencia o estado do tempo em Portugal Continental. Para o dia 11/02/2002, esta massa de ar marítima intensifica, que associada com um sistema frontal, proporcionou uma extensa área de nebulosidade formando uma banda no sentido sudoeste-nordeste como pode ser observado na imagem das 17:00 UTC (figura 5.1a).

Já no dia 12/03/2002, às 12:00 UTC (figura 5.1b), observa-se que a depressão esta organiza centrada a oeste da Península Ibérica (PI) e a passagem de uma frente fria a ela associada, que atravessou o continente, proporcionou bastante instabilidade para a região (Figura 5.2a). Esse sistema continua estagnado e intensifica-se para o dia 13/03/2002 às 05:00 UTC (figura 5.1c), condicionado por uma massa de ar instável transportada na circulação de uma depressão complexa com um núcleo centrado a oeste da PI, havendo o seu deslocamento e a persistência de actividade convectiva, como pode ser observado na imagem das 12:00 UTC (figura 5.2b), que manteve-se para todo o período da tarde e às 23.30 UTC (figura 5.1d) verifica-se a sua completa dissipação. Para todos esses dias foram registradas uma descida da temperatura, com chuva fraca ou chuvisco a partir do dia 10/03/2002, ocasionando tempestades, com queda de granizo e neve na parte Norte e Centro de Portugal para os demais dias, com vento predominante de Sul, passando para Oeste em 14/03/2002, segundo os dados observados em superfície (Instituto de Meteorologia).



(a)

(b)

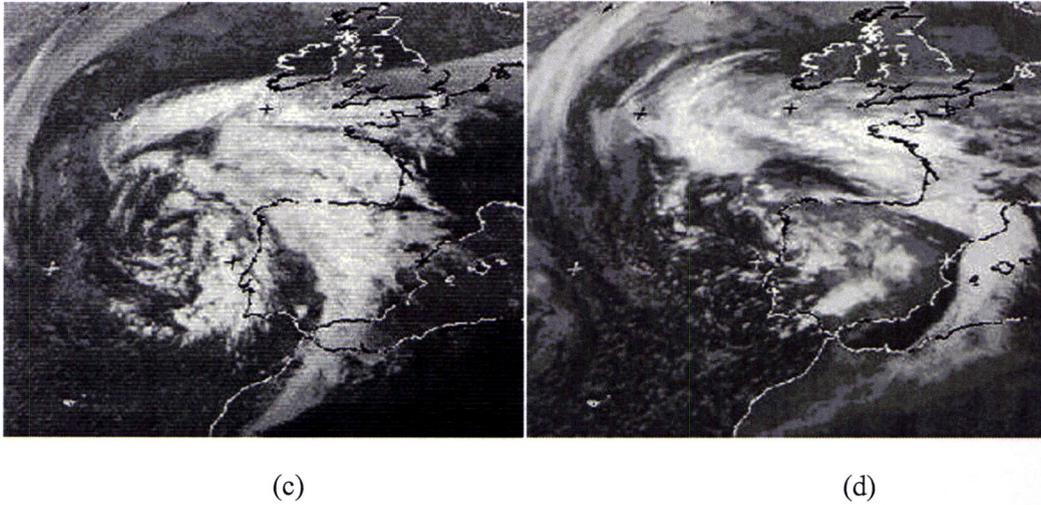


Figura 5.1: Sequencia de imagens de satélite METEOSAT no infravermelho caracterizando a depressão centrada a oeste da península Ibérica: (a) às 17:00 UTC em 11/03/2002; (b) às 23:30 UTC em 12/03/2002; (c) às 12:00 UTC e (d) 23:30 UTC em 13/03/2002, respectivamente.

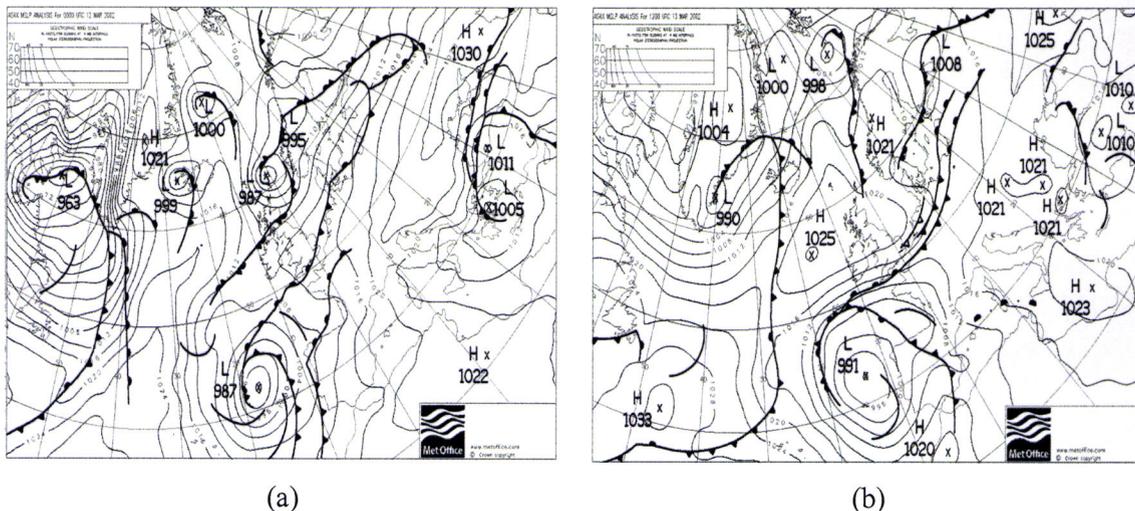


Figura 5.2: Cartas sinópticas da pressão ao nível médio do mar (PNMM) às 12:00 UTC em 12/03/200 (a) e 12:00 UTC em 13/03/2002, caracterizando a depressão centrada a oeste da Península Ibérica.

A partir do dia 11/03/2002 às 21:00 UTC (figura 5.3a) observa-se o sistema no domínio do radar meteorológico com faixas de precipitações proporcionando áreas convectivas intensas na ordem de  $16 \text{ mm.h}^{-1}$  na parte norte e na dianteira do sistema, ressaltando que para este dia há uma banda de nebulosidade no sentido sudoeste-noroeste estagnado (figuras 5.1). Esta situação persisti durante o período com faixas intensas de precipitação, como pode ser observado em 12/03/2002 às 21:00 UTC (figura 5.3b) que apresenta uma intensa actividade actuando em praticamente todo o continente, com taxas de

precipitação entre 25 e 40 mm.h<sup>-1</sup> no Centro e regiões de transição com taxas inferiores de 6.5 mm.h<sup>-1</sup> no restante do continente. Às 12:20 UTC (figura 5.3c), de 13/03/2002 a imagem do radar mostra áreas isentas de precipitações, apesar do sistema manter sua influência em regiões ao longo do continente, além de núcleos intensos localizado sobre o Oceano, persistindo núcleos de precipitações inferiores a 16 mm.h<sup>-1</sup>, com regiões de transição inferiores de 6.5 mm.h<sup>-1</sup> que às 19:40 UTC (figura 5.3d) há o deslocamento para a parte leste do continente e diminuição da actividade convectiva sobre o Oceano.

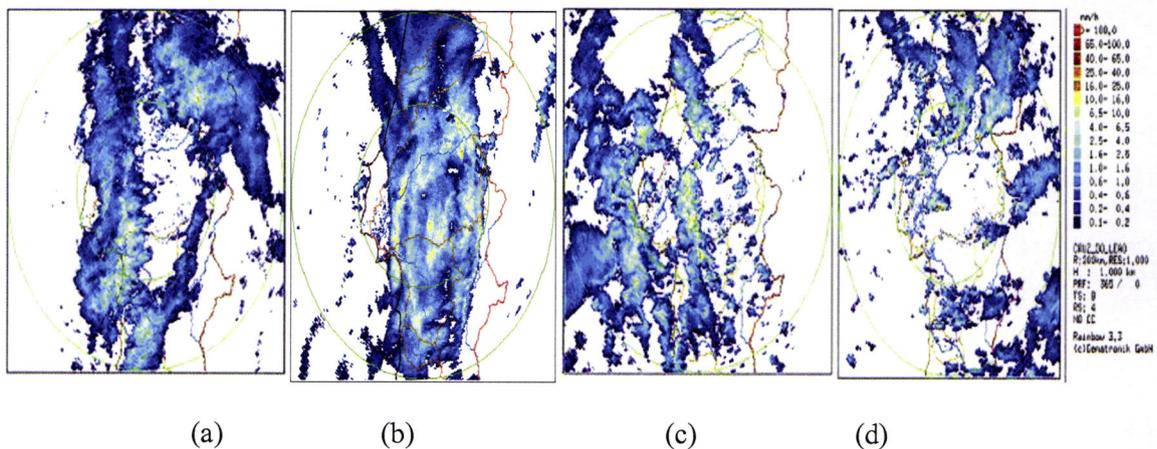
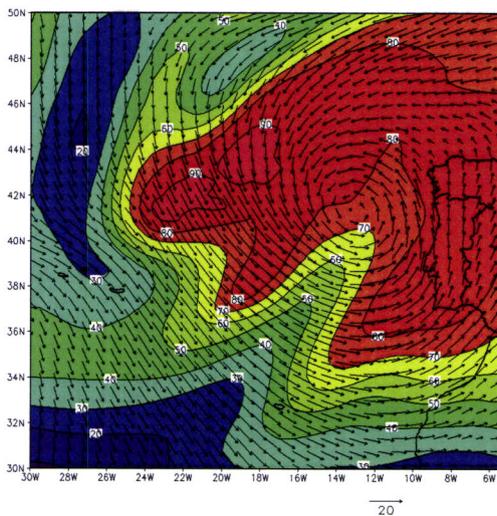
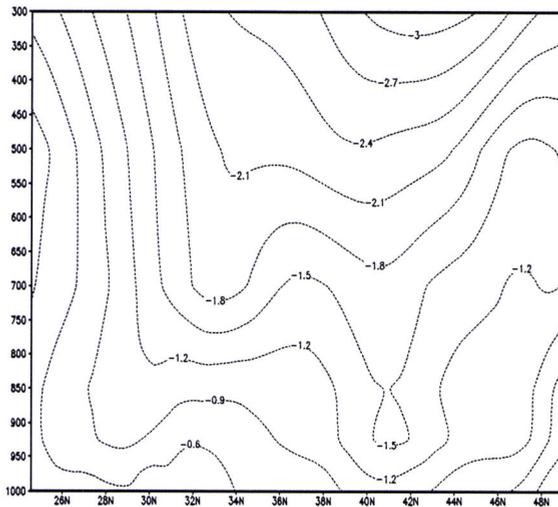


Figura 5.3: Imagens do radar meteorológico mostrando precipitações para o período: (a) 21:00 UTC 11/03/ 2002; (b) 21:00 UTC 12/03/2002; (c) 12:20 UTC e (d) 19:40 UTC 13/03/2002.

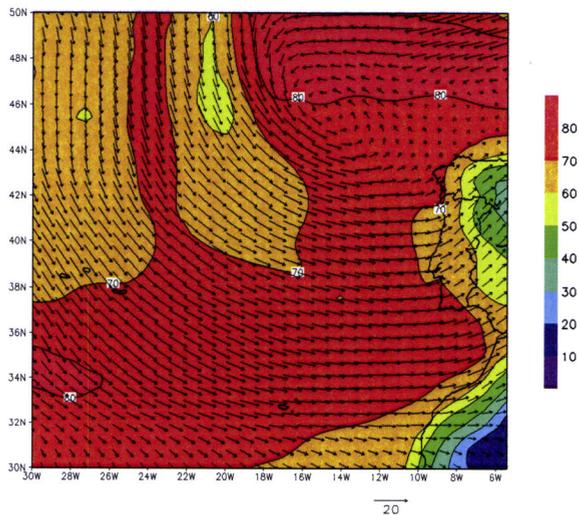


(a)

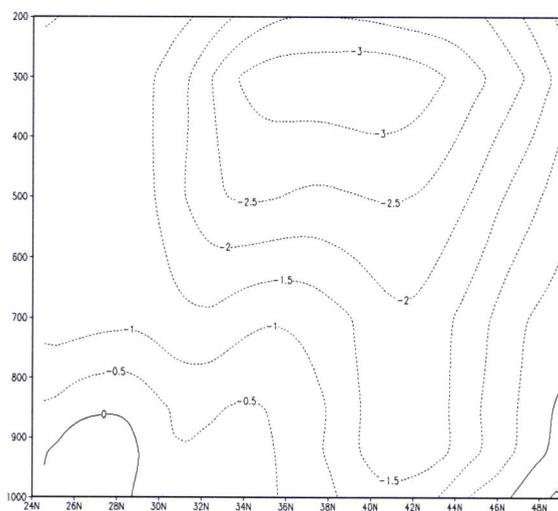
Na caracterização termodinâmica e estrutura vertical para o período, o escoamento em 1000 hPa às 12:00 UTC de 12/03/02 (figura 5.4a) mostra uma circulação ciclônica a oeste da PI; com vento meridional predominante sobre o Portugal, núcleos de convergência de humidade relativa cobrindo todo o continente em torno de 80%, vorticidade relativa horizontal e advecção negativa



(b)



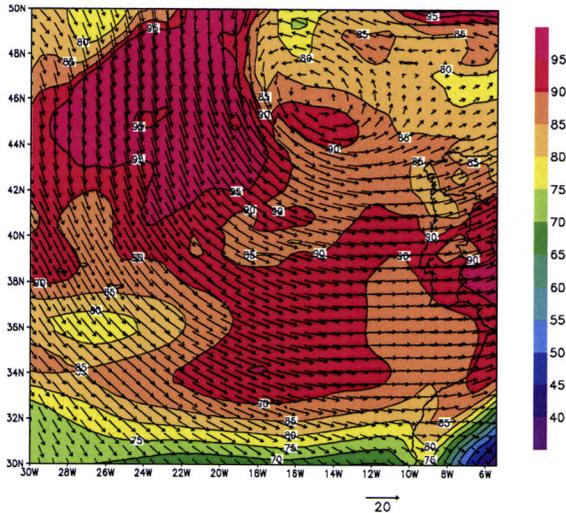
(c)



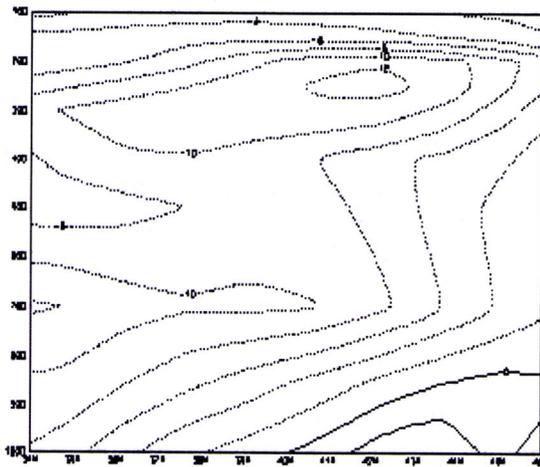
(d)

de temperatura, que deram suporte ao desenvolvimento da depressão que se intensificou, uma vez que estava associada com o sistema frontal. O movimento vertical manteve ascendente ao longo do meridiano de  $9.28^{\circ}\text{W}$ , entre as latitudes de  $36\text{-}44^{\circ}\text{N}$  (figura 5.4b), com máximo em 500 hPa associados a forte divergência horizontal favorecendo o desenvolvimento e intensificação da depressão associada ao sistema frontal, proporcionando aguaceiros registados durante todo o dia. Às 00:00 UTC de 13/03/02 em 1000 hPa, há deslocamento da circulação ciclónica mais para norte da PI, com escoamento zonal ao longo do litoral e variando de sudoeste sobre o continente português (figura 5.4c), além do decréscimo dos valores de humidade relativa devido a uma fraca divergência do fluxo sobre o continente.

O movimento vertical ao longo do meridiano de  $9.28^{\circ}\text{W}$  mostra entre  $36\text{-}44^{\circ}\text{N}$  (figura 5.4d) uma diminuição dos movimentos ascendentes em níveis baixos, mantendo-se intensos na alta troposfera, o que deu condições para manutenção dos topos de nuvens, enquanto que o corte de suprimento de humidade na baixa troposfera enfraqueceu a manutenção da depressão.



(e)



(f)

Figura 5.4: campos do vento e umidade em 1000 hPa às 12:00UTC de 12/03/02 (a), 00:00UTC e 12:00UTC de 13/03/2002 (c,e) e secção de movimentos verticais traçado ao longo do meridiano de 9.28°W às 12:00UTC (b) de 12/03/2002 e 00:00UTC e 12:00UTC de 13/03/2002 (d) e (f).

Em 500 hPa a circulação ciclônica, presente desde o dia anterior, estava configurada zonalmente desde o Oceano atravessando toda a PI. Em 13/03/02 às 12:00UTC a umidade manteve-se relativamente alta (figura 5.4e), desde a superfície até em torno de 850hPa intensificando a entrada de umidade sobre o continente, com vento praticamente zonal.

Há movimentos descendentes (figura 5.4f) entre 30-45°N e ascendentes em quase toda a alta troposfera, associados a uma nova nebulosidade que estava no Oceano (figura 5.1c), dissipando a nebulosidade sobre o continente, entretanto, houve registro de precipitações devido a revitalização do sistema em função da convergência do fluxo de umidade, aumento do aquecimento diabático, caracterizado por uma intensa actividade convectiva pós-frontal. Para este dia, foram registrados os maiores valores de precipitação acumulada durante todo o mês.

### 5.1.3 - Características das simulações

#### 5.1.3.1 - Assimilação das condições de fronteira

No contexto da modelagem regional, as condições de fronteira fornecem as estruturas atmosféricas que guiam os sistemas sinópticos representados pelo modelo regional. A partir desta informação, o modelo simula as circulações induzidas pelas forçantes locais,

sobrepostas ou encaixadas, nos sistemas de grande escala. Portanto, as condições de fronteira devem ser fornecidas de forma que as circulações geradas pelo modelo regional seja consistentes com os campos guia e que o modelo tenha habilidade para produzir informação de alta resolução baseada em sua física interna (Giorgi et al., 1993). Assim, as medidas de desvio entre o modelo e os campos guia não são necessariamente uma indicação de erro, mas uma indicação da capacidade do modelo em produzir informação de alta resolução. Após atingir o equilíbrio dinâmico entre os campos guia e a física interna espera-se que num dado momento o mesmo distancie dos dados utilizados.

A qualidade da simulação está directamente relacionada com a informação fornecida na fronteira e a assimilação do mesmo no domínio. Para verificar a importância do peso do termo de “*nudging*” foram realizados três corridas com simulações de um mês, utilizando a malha de 64 km, com tempos de “*nudging*” distintos: 3600 s (controle), 360 s (forçada) e 36000 s (pouco forçada) considerando uma região de fronteira com 5 pontos de malha. Todos os cálculos foram realizados com os dados das reanálises do NCEP interpolados na malha do modelo.

Para verificar o comportamento médio das variáveis no domínio, foi calculada a média espacial (equação 5.1) para a pressão de superfície (equação 5.2), a média na camada para a energia cinética  $E_k$  (equações 5.2 e 5.3) e para a razão de mistura de vapor  $r_v$  (equação 5.3), considerando todos os pontos de domínios. O comportamento médio das variáveis descritas no interior do domínio, para os três diferentes pesos do termo de “*nudging*” lateral, mostrou que o tempo de 3600s permite ao modelo ter um comportamento próprio baseado em sua física interna sem se distanciar totalmente dos campos guia.

$$\bar{A} = \frac{1}{n} \sum_i \sum_j A_{i,j}(t) \quad (5.1)$$

$A$  é a variável em questão,  $n$  o numero total de pontos de malha,  $i$  e  $j$  são as coordenadas  $x$  e  $y$  de cada ponto.

$$E_k = \frac{1}{2} \sqrt{u^2 + v^2} \quad (5.2)$$

$$\overline{A_C} = \frac{1}{l} \sum_l \left[ \frac{1}{2} \sum_i \sum_j A_{i,j} \right] \quad (5.3)$$

$l$  é o número de níveis pertencentes à camada.

### 5.1.3.2 - Dados e metodologia das simulações

Para a caracterização das condições iniciais e de fronteira necessárias para simulações com o modelo de mesoescala RAMS, versão 4.3, foram usados os dados referentes as reanálises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) e do NCAR (National Center for Atmospheric Research). Os dados de reanálises do NCEP/NCAR produzem um conjunto de dados globais que abrangem mais de 50 anos de pesquisa. Estes resultaram da assimilação de observações a partir de radiossondas em altitude, satélites, aviões, navios, terra e etc, sujeitos a testes de controlo de qualidade e foram assimilados num modelo de previsão meteorológica. O sistema global de assimilação de dados e o modelo mantêm-se inalterados durante os 50 anos o que permite que os dados resultantes sejam coerentes entre si, importante para estudos de variabilidade climática. Os dados de reanálises possuem uma cobertura espacial global e abrangem o período que decorre desde 1948 com intervalos temporais de 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00UTC), 17 níveis de pressão (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa) numa grade de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ .

O modelo foi configurado com 3 malhas aninhadas e as opções e parametrizações utilizadas são apresentadas nas tabelas 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4. As simulações foram feitas a partir das 00:00 UTC no dia 10/02/2002 por um prazo de 120 horas e saídas de dados a cada 2 horas. Foram gerados os ficheiros DPREP com as seguintes resoluções de grade: latitude de  $30^\circ\text{N}$ - $50^\circ\text{N}$  e longitude de  $20^\circ\text{W}$ - $10^\circ\text{E}$  e desta forma geraram-se os ficheiros ISAN para serem incorporados no modelo. A figura 5.5 apresenta o domínio das malhas (a) e a topografia gerada pelo modelo para resolução de 16km (b).

Tabela 5.1: Características e opções do modelo RAMS utilizadas nas simulações.

| Características       | Opções e Referências  |
|-----------------------|---|
| Não hidrostático      | Tripoli e Cotton (1980)   |
| Coordenadas verticais | Superfície seguindo o terreno ( $\sigma_s$ ) (Tripoli e Cotton, 1982) |

|   |  |
|---|--|
| Coordenadas horizontais   | Polar Estereográfica   |
| Estrutura da malha  | Malha C de Arakawa (Messinger e Arakawa, 1976)   |
| Esquema numérico  | Híbrido (Tremback et al., 1987)  |
| “Nudging” na fronteira lateral  | Klemp e Wilhelmson (1978)  |
|   | 5 pontos nas fronteiras laterais   |
|   | escala de tempo de 3600s   |
| Fronteira superior  | Topo rígido  |
| “Nudging” no topo do modelo   | Acima de 16 km   |
|   | escala de tempo de 10800s  |
| Parametrização da difusão turbulenta                                  | Deformação anisotrópica (Smagorinsky, 1963)  |
| Parametrização de cúmulos   | Kuo modificada por Tremback (1990), com actualização a cada 1200s e movimento vertical mínimo de $0,0005 \text{ m.s}^{-1}$                       |
| Parametrização da Microfísica   | Activada com as três fases da água (vapor, líquido e sólida) e todos os tipos de hidrometeoros (Tripoli e Cotton (1980);                         |
| Parametrização da Radiação  | Chen e Cotton, 1983  |
| Parâmetros de ocupação do solo (vegetação, construção, represas, ect) | Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) com resolução de 1km  |
| Ficheiro de topografia  | Obtidos a partir do United States Geological Survey (USGS) com resolução de 1 km   |
| Esquema de topografia   | Silhueta média (Bossert, 1990), actualizada na radiação a cada 900s, com o objectivo de incorporar os efeitos fisiográfico na fronteira inferior |
| Parametrização da vegetação   | McCumber e Pielke (1981); Avissar e Mahrer (1988); Lee (1992)  |

Tabela 5.2: Características da malha horizontal

| Malha | Pontos em x (m) | Pontos em y (m) | $\Delta x = \Delta y$ | $\Delta t$ (s) | Centrada (latitude/longitude) |
|-------|-----------------|-----------------|-----------------------|----------------|-------------------------------|
| 1     | 40              | 48              | 64 km                 | 90             | 39.12°N; 9.28°W<br>(Lisboa)   |
| 2     | 62              | 58              | 16 km                 | 25             | 39.12°N; 9.28°W<br>(Lisboa)   |

|   |    |    |      |   |                             |
|---|----|----|------|---|-----------------------------|
| 3 | 54 | 54 | 4 km | 9 | 39.12°N; 9.28°W<br>(Lisboa) |
|---|----|----|------|---|-----------------------------|

Tabela 5.3: Características da malha vertical

| Malha   | Pontos em z<br>(m) | $\Delta Z$ mínimo<br>(m) | $\Delta Z$ máximo<br>(m) | Factor de<br>estiramento | Topo do modelo<br>(km) |
|---------|--------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|------------------------|
| 1,2 e 3 | 30                 | 120                      | 1000                     | 1,2                      | 16                     |

Tabela 5.4: Perfil vertical heterogéneo de humidade inicial do solo

| Profundidade (m)                     | -2 | -1.6 | -1.2 | -1 | -0.5 | -0.4 | -0.2 | -0.1 | -0.05 | -0.02 |
|--------------------------------------|----|------|------|----|------|------|------|------|-------|-------|
| Humid. em relação<br>a saturação (%) | 90 | 85   | 85   | 80 | 80   | 75   | 70   | 65   | 60    | 60    |

A energia potencial convectiva disponível (CAPE) é um dos parâmetros mais usados em previsão convectiva e tal índice pode ser definido como:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NEL} \frac{\theta_v(z) - \theta_{vamb}(z)}{\theta_{vamb}(z)} dz \quad (5.4)$$

$NCE$  é o nível de convecção espontânea e  $NEL$  é o nível de equilíbrio (geralmente o topo da nuvem). O parâmetro  $\theta_v$  é a temperatura potencial virtual desta parcela de ar e  $\theta_{vamb}$  é a temperatura potencial virtual do ambiente. A equação 5.4 indica que quanto maior a diferença de temperatura entre a parcela de ar ascendente e o ambiente, maior será o  $CAPE$ . Valores de  $CAPE$  entre 1000 e 2500  $J.kg^{-1}$  são considerados moderadamente altos; valores acima de 2.500  $J.kg^{-1}$  indicam forte instabilidade e acima de 4000  $J.kg^{-1}$  indicam extrema instabilidade.

A quantidade de água precipitável ( $w_g$ ), parâmetro em que determina a quantidade de humidade na toposfera pela integração da humidade específica em cada ponto de malha horizontal simulado pelo RAMS na malha 3 (4km) e o fluxo de vapor de água ( $Q_h$ ), que é a soma do fluxo de vapor de água zonal ( $Q_{\lambda} \vec{i}$ ) e meridional ( $Q_{\phi} \vec{j}$ ), foram calculados na forma discretizada abaixo:

$$w_g = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^N \frac{[q_{n+1} + q_n]}{2} [p_n - p_{n+1}]$$

Fluxo zonal de vapor de água:  $\vec{Q} = Q_\lambda \vec{i} + Q_\phi \vec{j}$

$$\text{com } Q_\lambda \vec{i} = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^N \frac{[(uq)_{n+1} + (uq)_n]}{2} [p_n - p_{n+1}] \text{ e } Q_\phi \vec{j} = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^N \frac{[(vq)_{n+1} + (vq)_n]}{2} [p_n - p_{n+1}]$$

$g$  é a aceleração da gravidade ( $9.806 \text{ m.s}^{-2}$ );  $q$  é a humidade específica entre níveis verticais de pressão  $p_n$  e  $p_{n+1}$ ;  $N$  é o número total de camadas do modelo,  $u$  e  $v$  as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente.

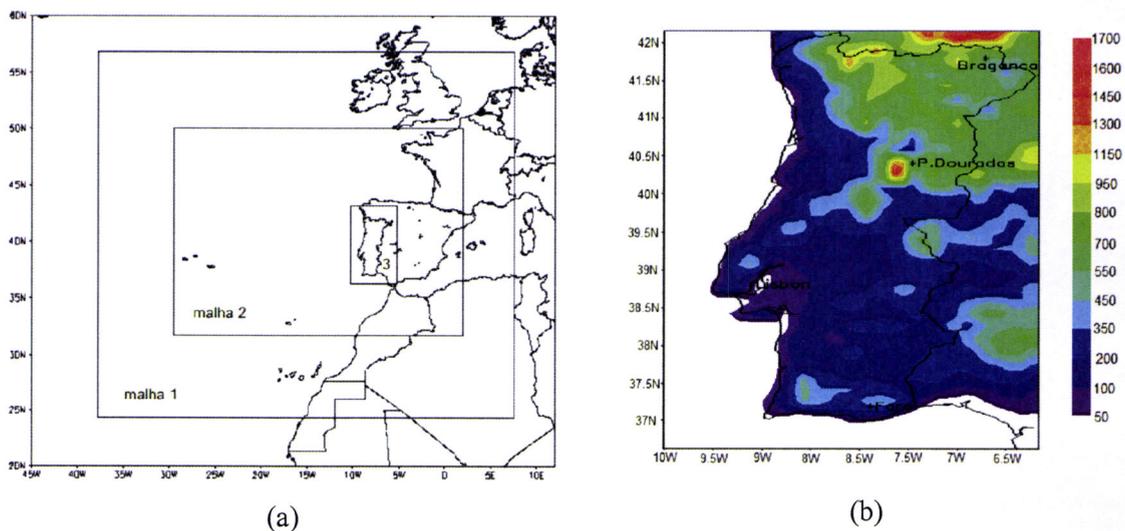


Figura 5.5: (a) Domínio das malhas aninhadas usadas nas simulações e (b) topografia gerada pelo modelo com resolução de 16km, além da localizações das cidades: Bragança (41.82N; 6.75W), Lisboa (39°N; 9°W), Penhas Douradas (40.42°N; 7.5°W), Faro (37.14°N; 7.93°W).

#### 5.1.4 - Resultados e Discussões

Para a validação das saídas da primeira malha, com resolução de 64 km, foram comparados os resultados com os campos do geopotencial e vento do European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) às 12:00UTC no nível de 850 hPa. Nota-se a depressão simulada pelo modelo ao oeste da PI, assim como a entrada de vento de sudoeste no continente português com comportamento semelhante ao campo observado para o dia 12/03/02 (figura 5.6a), após 12 horas, observa-se sua intensificação e proximidade ao litoral com vento de oeste variando para sudoeste (figura 5.6b) e às

12:00UTC de 14/03/2002 (figura 5.6c), apresenta um fluxo praticamente zonal simulado em todo o continente e o deslocamento do centro da baixa pressão para do Oceano Atlântico à norte da PI.

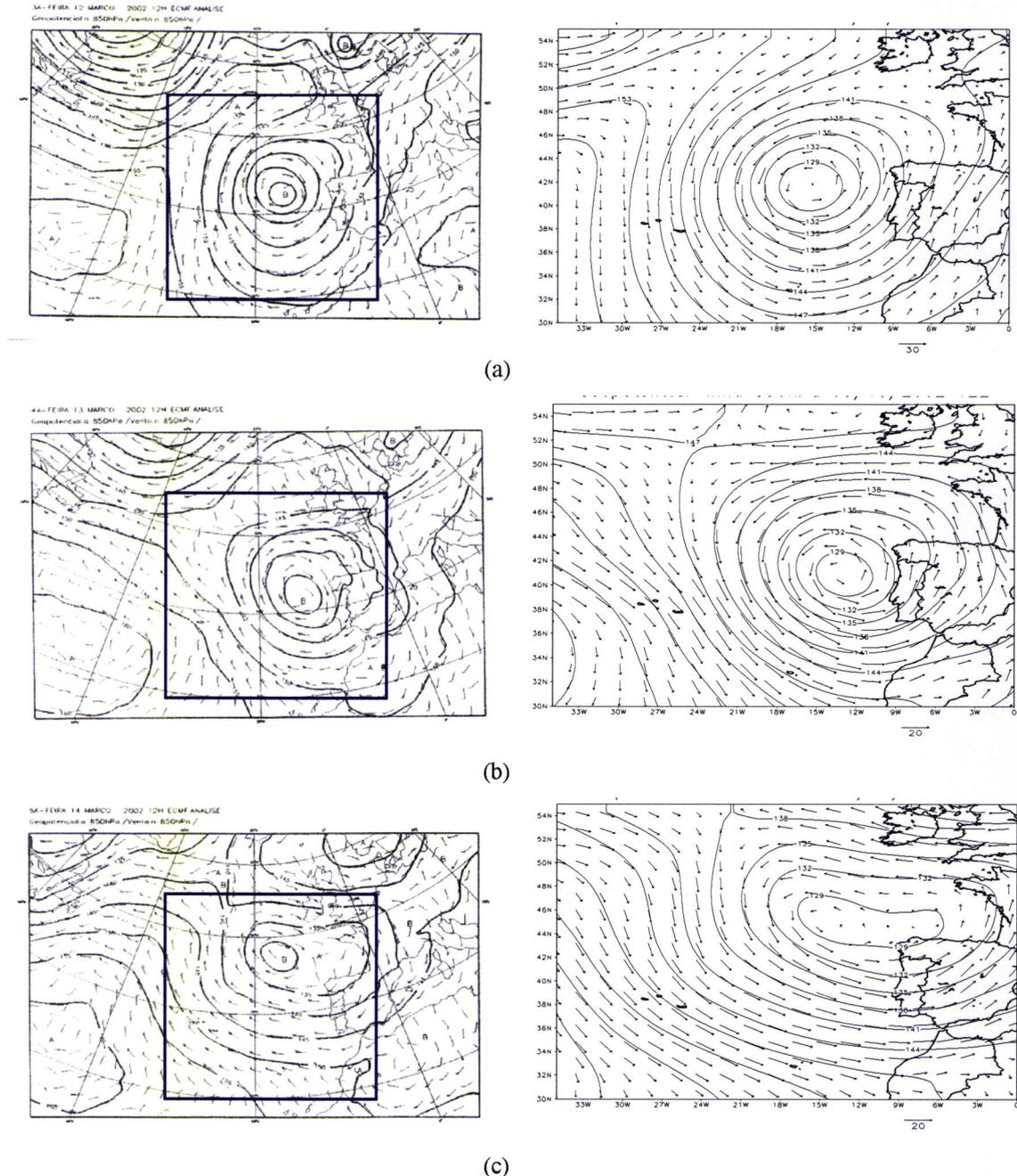


Figura 5.6: Campos de geopotencial e vento ECMWF e os simulados pelo RAMS em 850hPa às 12:00 UTC para o período 12-14/03/2002.

O fluxo zonal de vapor de água integrado verticalmente tende a expressar a configuração do movimento de ar nos baixos níveis da atmosfera, devido às características da distribuição vertical de vapor de água que diminui exponencialmente com a altitude e,

consequentemente maior concentração nas camadas inferiores da atmosfera.

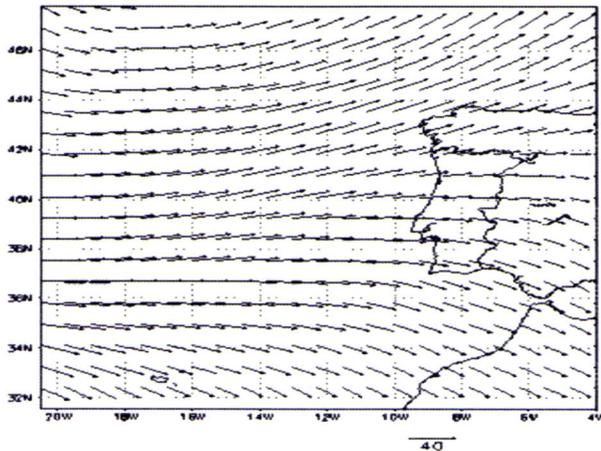


Figura 5.7: fluxo médio de vapor de água integrado verticalmente ( $\text{kg.ms}^{-1}$ ) para o período de 11-13/03/2002.

A Figura 5.7 indica que o transporte médio de vapor de água para o período é principalmente zonal e reflecte o desempenho do sistema sobre o Oceano Atlântico onde a água evaporada do Oceano é transportada para o continente. Tais fluxos podem conduzir um aumento de advecção de humidade em baixos níveis e podem intensificar os sistemas de tempestades.

Os valores médios espaciais da água de precipitável (tabela 5.5) mostraram valores maiores em Faro que nas outras cidades, devido às características da orografia que apresenta uma superfície menos acentuada. Os valores inferiores foram observados para Penhas Douradas, devido a presença de uma extensa área com altas elevações. O mesmo é verificado em Bragança, em função de sua localização encontrar-se na parte mais montanhosa de Portugal. Em Lisboa, localizada próximo a faixa litoral, são verificados valores relativamente altos e, provavelmente estão relacionados com os sistemas que influenciaram durante o período.

Tabela 5.5: Valores médios da água precipitável (mm) durante o período de 11-12/03/2002.

|             | <b>idades</b>   |               |                        |             |
|-------------|-----------------|---------------|------------------------|-------------|
|             | <b>Bragança</b> | <b>Lisboa</b> | <b>Penhas Douradas</b> | <b>Faro</b> |
|             | <b>03/11/02</b> |               |                        |             |
| 00:00 UTC   | 2.76            | 3.48          | 2.65                   | 3.41        |
| 06:00 UTC   | 3.11            | 3.44          | 3.12                   | 3.64        |
| 12:00 UTC   | 2.98            | 3.69          | 2.76                   | 3.25        |
| 18:00 UTC   | 2.90            | 3.15          | 2.43                   | 3.21        |
| <b>data</b> | <b>03/12/02</b> |               |                        |             |
| 00:00 UTC   | 3.32            | 3.52          | 2.85                   | 3.85        |
| 06:00 UTC   | 3.12            | 3.65          | 2.90                   | 3.80        |
| 12:00 UTC   | 3.18            | 3.26          | 2.43                   | 3.28        |
| 18:00 UTC   | 2.94            | 3.02          | 2.92                   | 3.07        |
| <b>data</b> | <b>03/13/02</b> |               |                        |             |
| 00:00 UTC   | 3.31            | 3.20          | 2.60                   | 3.32        |

|           |      |      |      |      |
|-----------|------|------|------|------|
| 06:00 UTC | 2.98 | 3.22 | 2.32 | 3.18 |
| 12:00 UTC | 2.55 | 2.73 | 2.12 | 2.90 |
| 18:00 UTC | 2.66 | 2.86 | 2.17 | 2.92 |

A energia potencial convectiva disponível (CAPE) simulada pelo RAMS (figura 5.8) está relacionada directamente com o potencial máximo de velocidade vertical dentro de uma corrente ascendente de ar. Desta forma, valores mais altos indicam maior potencial para tempo severo. Consequentemente, um termo para a possibilidade do crescimento de tempestades convectivas é a presença do CAPE, não somente o “lapse rate” ambiental. Nem todas as situações com instabilidade condicional são caracterizadas pelas parcelas de ar com CAPE.

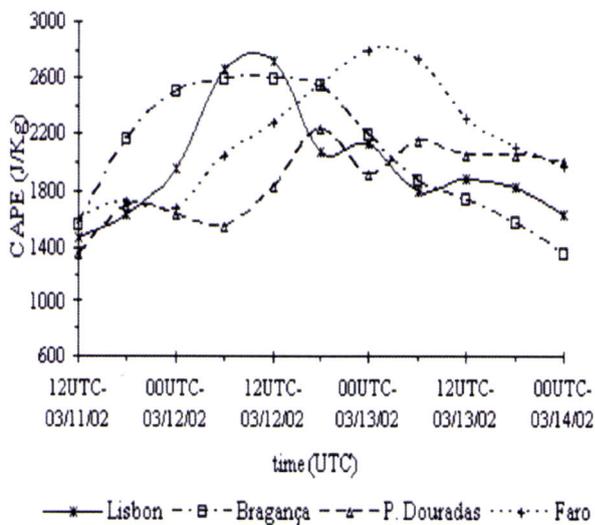


Figura 5.8: Energia potencial convectiva disponível (CAPE) simulada pelo RAMS.

Portanto, o conteúdo de humidade do ar é importante para saber se realmente a instabilidade condicional tem o potencial para as parcelas de ar tornarem-se flutuante. Os principais valores modelados indicaram o maior potencial para um ambiente favorável para tempo severo em torno de 1600 J.kg<sup>-1</sup> (moderadamente instável) a 2700 J.kg<sup>-1</sup> (uma atmosfera muito instável) e decaí quando a dissipação do sistema é verificada.

A distribuição espacial da precipitação total acumulada (mm.h<sup>-1</sup>) simulada associado à parametrização de convecção e a microfísica de nuvens, para a malha 2 (16 km) mostrou alguma tendência para prognosticar mais precipitação sobre as regiões mais elevadas, mas conseguiu capturar o padrão espacial da precipitação registrado durante o evento quando comparado com as imagens do radar meteorológico, apresentando boa capacidade de simular o posicionamento dos núcleos de precipitação (Figuras 5.3). O padrão geral é alta precipitação em uma grande faixa de noroeste-sudeste orientada sobre o litoral português com valores maiores que 20 mm.h<sup>-1</sup> no dia 11/03 às 21:00 UTC (Figura 5.9a), precipitação moderada sobre todo o continente no dia 12 às 21:00 UTC

(Figura 5.9b). Em 13/03 às 20:00 UTC há dissipação do sistema mantendo precipitação relativamente elevada no Norte do país com taxas maiores que  $10 \text{ mm.h}^{-1}$  (Figura 5.9c).

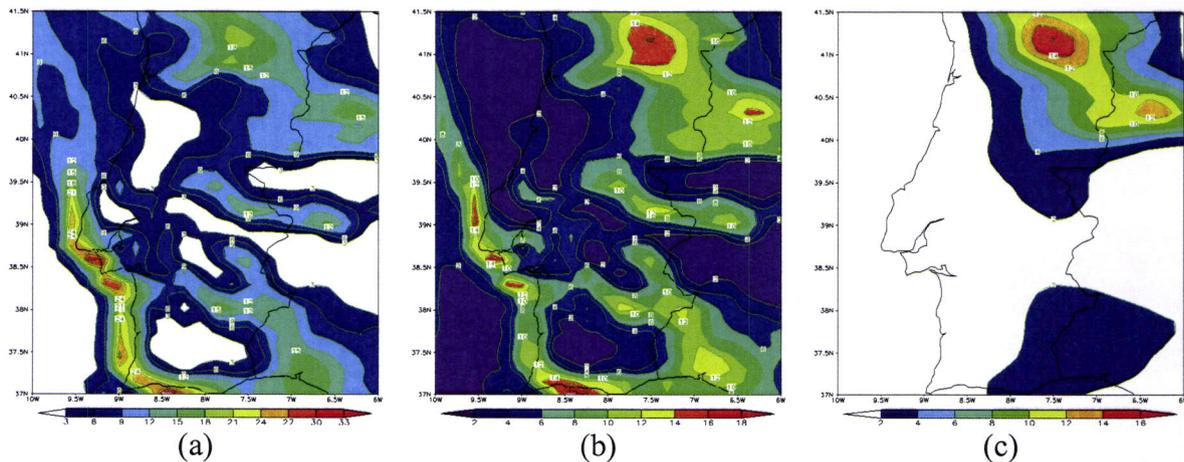


Figura 5.9: Evolução espacial da precipitação simulada pelo RAMS para malha 2 (16km) correspondente as imagens de radar: (a) 21:00UTC 11/03/2002, (b) 21:00UTC 12/03/2002, (c) 20:00UTC 13/03/2002.

A evolução temporal da temperatura simulada versus a temperatura observada, para a malha de alta resolução (4 km), é demonstrada para as cidades seleccionadas durante o período do episódio (Figura 5.10). Com o objectivo de medir a eficiência do modelo no período foi feita uma análise estatística através do cálculo do coeficiente de correlação. É verificado que os sistemas atmosféricos afectaram o ciclo de temperatura consideravelmente. Em Lisboa (Figura 5.10a) e Bragança (Figura 5.10b) a temperatura simulada manteve o mesmo padrão com a temperatura observada, embora sobrestimando em torno de  $2^\circ \text{C}$  para determinados horários; com coeficiente de correlação de 0.8 em ambas cidades. Em Penhas Douradas (Figura 5.10c) a curva da temperatura simulada subestimou a observada, mas manteve uma certa linearidade positiva, com uma correlação de 0.8. Em Faro (Figura 5.10d), a curva simulada mostra um bom ajuste com a curva observada, com uma correlação de 0.9.

A evolução temporal da taxa de precipitação acumulada simulada versus a observada na malha de alta resolução (3 km) apresentou uma boa concordância temporal com os dados observados nas cidades (Figuras 5.10). Em Bragança, os valores simulados acompanham o padrão mas superestimam observado, com coeficiente de correlação de 0.8. Em Lisboa a curva dos valores simulados acompanharam o observado, embora em alguns horários superestimam, com uma correlação de 0.87. Em Penhas Douradas, a topografia da região, onde é caracterizado pelo ponto mais alto de Portugal, influenciou o resultado, mostrando

que o simulado subestimou o observado, apesar de manter uma concordância na curva do observado, com coeficiente de correlação de 0.89. Em Faro a precipitação apresentou uma boa concordância com o observado, mantendo um coeficiente de correlação de 0.9, mostrando uma relação linear positiva entre o observado e simulado.

A evolução temporal da razão de mistura ( $\text{kg.kg}^{-1}$ ) do conteúdo de água líquida (chuva + nuvem) para a malha 3 (4km), em cada cidade gerado pela parametrização microfísica do RAMS é verificado nas Figuras 5.11. A estrutura vertical dos campos simulados mostraram a presença do conteúdo de água líquida acima dos 10 km com valores máximos próximo da base da nuvem e um decréscimo com a altura. Consequentemente, a simulação mostrou uma boa resposta com o evento, representando intensa condições de convecção período e capturando o desenvolvimento de precipitação forte, com máximo de água líquida em torno de  $60 \text{ kg.kg}^{-1}$  em Bragança,  $45 \text{ kg.kg}^{-1}$  em Faro e aproximadamente  $100 \text{ kg.kg}^{-1}$  em Lisboa e Penhas Douradas, respectivamente.

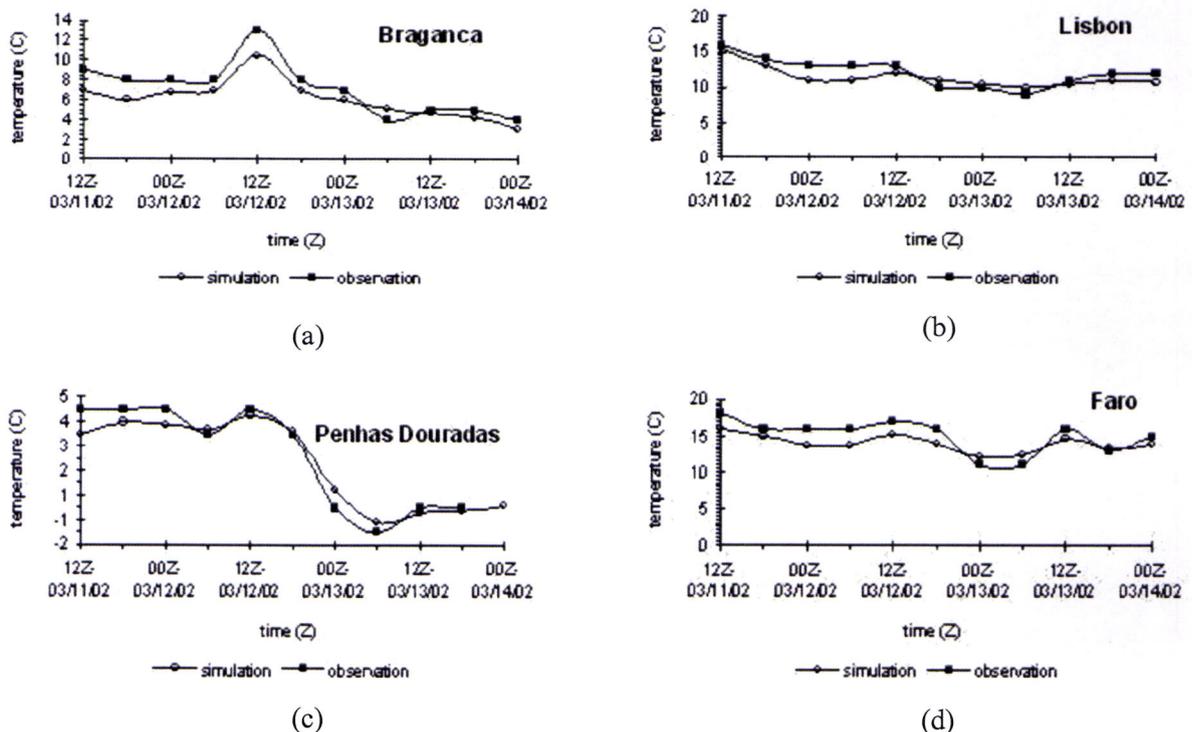


Figura 5.10: Evolução temporal da temperatura (°C) simulada pelo RAMS versus a observada para as cidades de Bragança (a), Lisboa (b), Penhas Douradas (c) e Faro (d) durante o período 00:00 UTC 10/03/2002 até 00:00 UTC 14/03/2002.

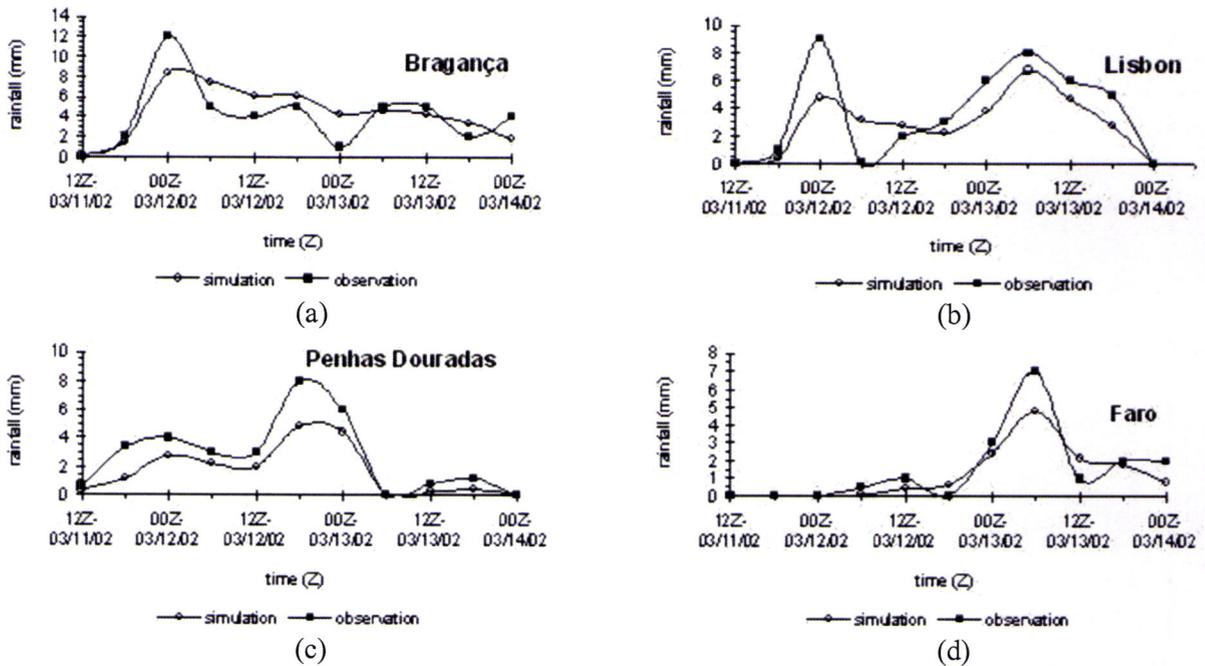


Figura 5.11: Evolução temporal da taxa de precipitação ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) simulada pelo RAMS versus a observada para as cidades durante o período 00:00 UTC 10/03/2002 até 00:00 UTC 14/03/2002.

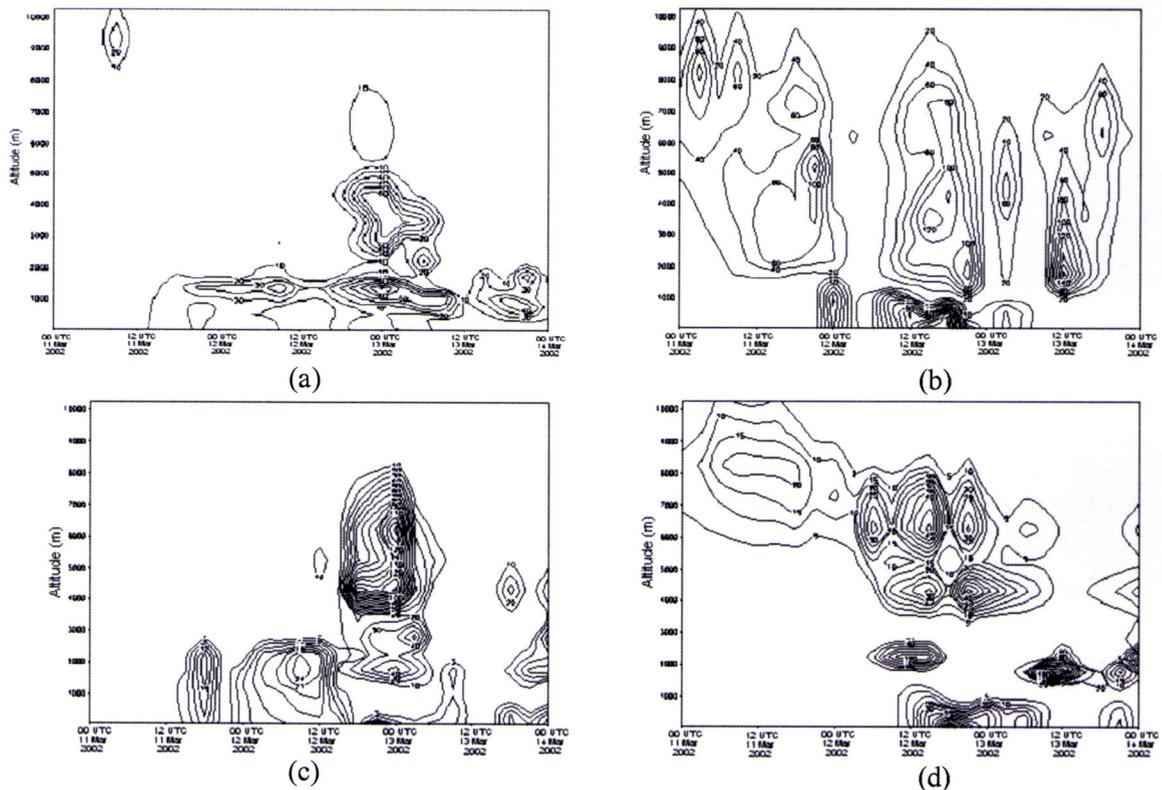


Figure 5.11: Evolução temporal da razão de mistura do conteúdo de água líquida (chuva+nuvens) simulada pelo RAMS versus a observada para as cidades de Bragança (a), Lisboa (b), Penhas Douradas (c) e Faro (d) durante o período 00:00 UTC 10/03/2002 até 00:00 UTC 14/03/2002.

### 5.1.5 - Sumário e Conclusões

Este estudo descreveu a simulação numérica de um evento condicionado por uma depressão centrada a oeste da PI associado com a passagem de uma frente fria, causando chuvas fortes, granizo e neve na parte Norte e o Centro de Portugal Continental de 11 a 13 de Março de 2002. As simulações foram realizadas através do RAMS (Regional Atmospheric Modeling System). Neste estudo, foram seleccionadas quatro cidades uniformemente distribuídas sobre Portugal Continental: Bragança, Lisboa, Penhas Douradas e Faro. O tempo transcorrido de simulação foi de 120 horas, começando no dia 10 de Março de 2002 às 00:00 UTC. Três malhas tridimensionais aninhadas foram usadas: a primeira grelha com resolução de 64 km, a segunda com 16 km e uma terceira malha com uma resolução de 4 km ambas centradas em Lisboa (39.12°N; 9.28°W). A análise sinóptica mostrou que as condições atmosféricas eram favoráveis à formação de chuva durante o evento, onde os resultados indicaram que o modelo conseguiu capturar as características regionais existentes dentro do domínio sobre Portugal Continental. A água precipitável, através da parametrização microfísica, identificou o vapor de água verticalmente integrado da superfície até o topo da atmosfera. A orografia mostrou uma influência significativa no contraste entre regiões com superfície mais planas acumulando mais vapor de água que em regiões mais elevadas. Faro que apresenta uma topografia mais plana que Penhas Douradas e Bragança, é um bom exemplo. Lisboa que é uma área bem caracterizada pela interface Oceano-Continente, frequentemente é exposta a correntes de ar húmidas favorecidas por um fluxo de vapor de água, principalmente zonal em toda a área, transportando humidade do Oceano para o Continente. Estas condições favoreceram instabilidade da atmosfera como foi verificado nos valores médios de CAPE. A evolução temporal da temperatura simulada através da grelha de alta resolução (4 km) possibilitou verificar que durante a ocorrência do tempo severo foi observado que o ciclo de temperatura sofreu um decréscimo em torno de 5° C nas cidades seleccionada, embora em alguns pontos, o modelo tenha sobrestimando ou subestimados os valores observados. A distribuição espacial da chuva total acumulada (mm.h<sup>-1</sup>) e razão de mistura do conteúdo de água líquida mostraram alguma tendência para predizerem mais precipitação sobre as elevações mais altas. A evolução da simulação de chuva acumulada para a maioria dos dias parece estar de acordo com as observações nas quais a distribuição de precipitação é influenciada pela forçante orográfica e respostas da microfísica. A presença de água super resfriada é um factor importante para a quantidade

e tipo de precipitação onde a estrutura vertical alcança alturas acima dos 10km. Consequentemente, a simulação mostrou uma boa concordância com o evento de tempo severo, caracterizando o desenvolvimento de chuva forte sobre Portugal Continental e padrões de circulações sinópticas e locais. Por outro lado, é possível que dados de radiossonda na inicialização do modelo poderiam melhorar a qualidade dos resultados.

## 5.2 - Simulações com CATT-BRAMS para o Verão de 2002

### 5.2.1 - Descrição dos Incêndios

Conforme o relatório da Comunidade Europeia, 2002 foi considerado normal quando comparado com a última década. As condições meteorológicas na região mediterrânea foram favoráveis durante o mês de Verão devido a chuvas frequentes que ajudaram a conter os fogos na sua fase inicial e a expansão dos mesmos. A área ardida total registada na região mediterrânea da União Europeia (EU) em 2002 foi de 277.967 ha, abaixo da média (com 57%) durante os últimos 23 anos (487.697 ha). O número de fogos na região foi 53.945, abaixo da média durante a última década (58.991). A figura 5.12 (a,b) apresenta uma comparação, em percentagem, da contribuição de cada país mediterrâneo da EU no que diz respeito a área total ardida e o numero total de fogos em 2002.

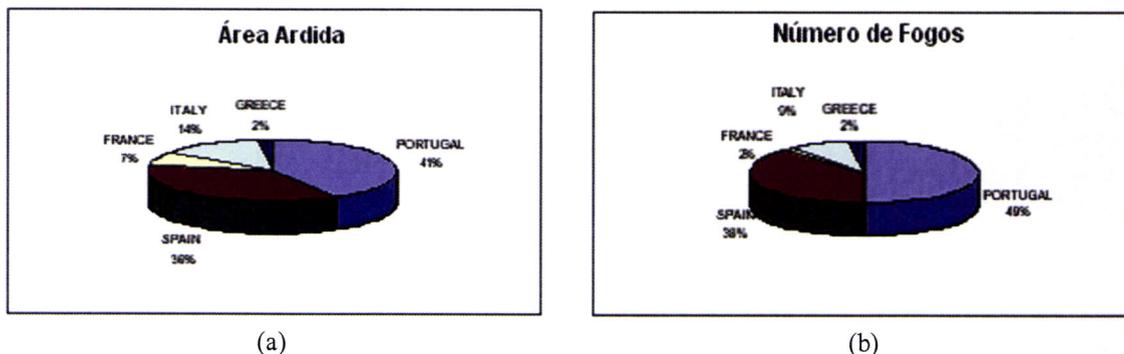


Figura 5.12: Percentagem da área ardida (a) e o numero de fogos (b) para cada país mediterrâneo da EU. (Fonte: European Commission - Joint Research Centre).

É interessante notar que a contribuição, em percentagem, de cada país é análogo para áreas ardidas e número de fogos, indicando uma distribuição semelhante do tamanho de fogo em todos os países. Durante 2002, 87% dos fogos aconteceram na Espanha e Portugal, resultando em aproximadamente 77% da área ardida total na região. Condições meteorológicas favoráveis influenciaram a manter os baixos números de fogos e áreas ardidas na França, Itália e Grécia.

Segundo o relatório da Direcção Geral de Florestas (DGF), o ano de 2002 regista um decréscimo do número de ocorrências de fogos face ao ano anterior em Portugal Continental. Em todo o território português foi contabilizado 26.488 número total de ocorrências, apontando para um valor inferior ao valor médio dos últimos 5 anos (28.940). A área ardida total apurada foi de 124.411 ha, dos quais 52% (65.546 ha) correspondem a povoamentos florestais. A área ardida total média verificada no último quinquénio foi de 106.193 ha. Todavia, constata-se um acréscimo do valor da área ardida em 18.218 ha, demonstrando uma menor eficácia ao nível do combate.

No distrito de Castelo Branco verificou-se o maior valor de área ardida em povoamentos com 23% do total e em relação a área ardia em matos, apesar do acentuado decréscimo face ao valor médio dos últimos 5 anos (tabela 5.6), o distrito da Guarda apresentou 17% do valor total, seguido pelos distritos Vila Real, Viseu e Bragança (figura 5.13a). Em termos de área ardida, a região agrária de Trás-os-Montes foi a mais afectada, com cerca de 28% (34.583 ha) do total nacional. À semelhança de anos anteriores, o maior número de ocorrências regista-se na região agrária de Entre Douro e Minho com 51% do valor total (figura 5.13b). No entanto, estas ocorrências apenas correspondem a 20% do total de área ardida, verificado em 2002. Os distritos de Lisboa, Porto e Braga apresentaram o maior número de ocorrências, enquanto que Évora e Portalegre registaram o menor número de ocorrências (ver figura 5.14). Do ponto de vista da natureza da propriedade, a área ardida verificada afectou maioritariamente a área privada (109.101 ha - 88%). No entanto, constata-se que do total da área ardida pública, 60% (9.238 ha) foram de povoamentos, valor este que se encontra maioritariamente localizado na região de Trás-os-Montes, com 60% do total.

Em relação a variação temporal de ocorrências de incêndios e área ardida, verifica-se uma concentração elevada dos valores da área ardida nos meses de Julho e Agosto, representando 86 % do total. (tabela 5.7). O mês de Julho registou o valor mais elevado da área ardida, com 49% do total. Em contrapartida, constata-se um decréscimo de área ardida no mês de Setembro de 72% (-17.123 ha) e o mês de Agosto apresenta valores próximos da média.

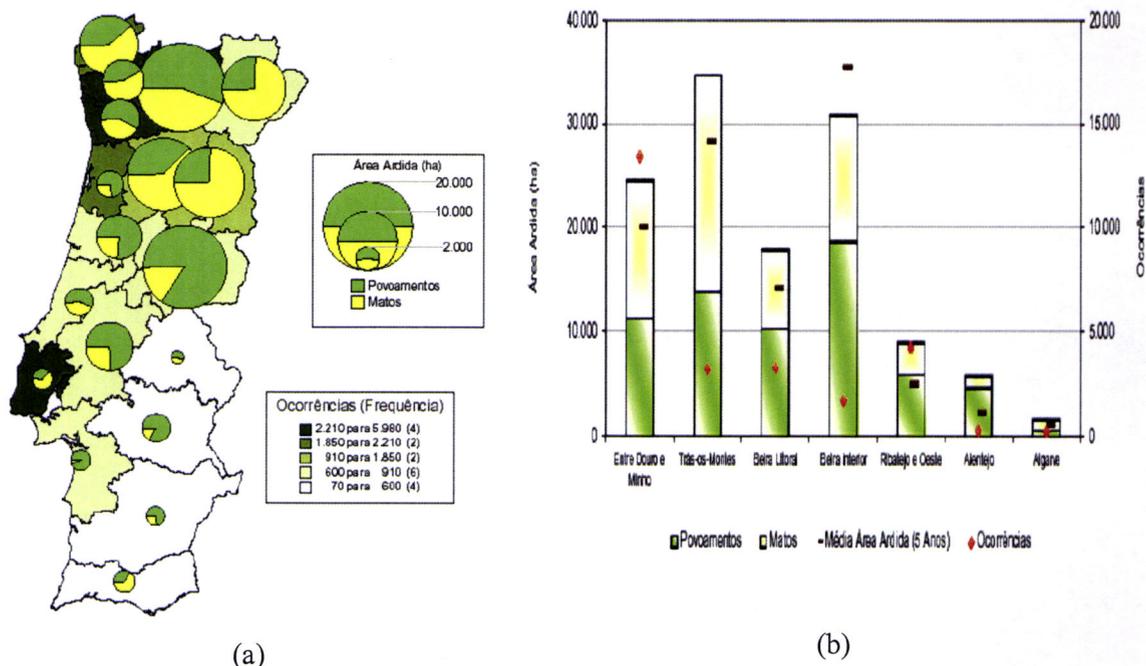


Figura 5.13: distribuições distrital (a) e por regiões agrárias da ocorrência de incêndios e área ardida em Portugal, destacando área ardida em matos (amarelo) e povoamentos (verde) além da frequência de incêndios florestais (Fonte: Direcção Geral das Florestas – Divisão de Protecção e Conservação Florestal (DGF/DPCF)).

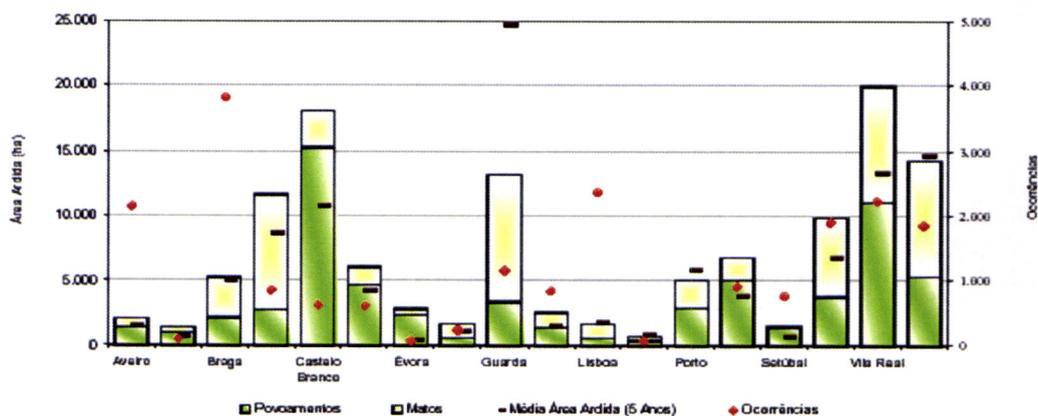


Figura 5.14: Número de ocorrência e área ardida por distrito em 2002 (Fonte: (DGF/DPCF)).

A distribuição dos incêndios maiores ou igual do que 50 ha em floresta constata-se que os fogos apenas representaram 5% do número total, mas foram responsáveis por 79% da área total ardida onde 57% correspondem a áreas arborizadas, concentradas nos distritos de Castelo Branco e Vila Real, 4% pertencem a regiões de agricultura, principalmente situado na parte Sul do país onde Évora e Beja representam 47% das áreas de agricultura

Tabela 5.7: Distribuição mensal do número de ocorrência e área incêndios que ocorreram em Portugal Continental entre o período de 1 de Janeiro a 31 de Outubro de 2003.

| Mês           | Ocorrências  |                 | Área ardida (ha) |               |               |
|---------------|--------------|-----------------|------------------|---------------|---------------|
|               | Número       | Percentagem (%) | Povoamentos      | Matos         | Total         |
| Janeiro       | 94           | 0.4             | 8                | 12            |               |
| Fevereiro     | 598          | 2.3             | 105              | 370           | 475           |
| Março         | 1.004        | 3.8             | 325              | 825           | 1.151         |
| Abril         | 1.434        | 5.4             | 745              | 810           | 1.556         |
| Mai           | 1.154        | 4.4             | 439              | 360           | 800           |
| Junho         | 2.619        | 9.9             | 3.737            | 2.552         | 6.289         |
| Julho         | 7.450        | 28.1            | 36.680           | 24.937        | 61.617        |
| <b>Agosto</b> | <b>9.291</b> | <b>35.1</b>     | <b>20.973</b>    | <b>24.790</b> | <b>45.763</b> |
| Setembro      | 2.706        | 10.2            | 2.113            | 4.565         | 6.677         |
| Outubro       | 88           | 0.4             | 32               | 26            | 58            |
| Novembro      | 28           | 0.1             | 2                | 1             | 3             |
| Dezembro      | 3            | 0.0             | 0                | 1             | 1             |
| Totais        | 26.488       |                 | 65.160           | 59.251        | 124.411       |

### 5.2.2 - Características das simulações

O período seleccionado para as simulações numéricas do transporte de poluentes, corresponde a 7-12 de Agosto de 2002 com o objectivo de verificar como o modelo se apresenta diante a uma situação normal, uma vez que o mesmo período no Verão de 2003 foi caracterizado com um padrão anormal, em função das condições meteorológicas que será descrito no capítulo 7. A tabela 5.8 apresenta os distritos, concelhos e freguesias afectadas pelos incêndios e áreas ardidas em povoamentos e matos em hectares registados de acordo com o Relatório da Direcção Geral das Florestas (DGF) e a figura 5.15 mostra a localização espacial dos distritos afectados.

Tabela 5.8: Regiões e áreas afectadas pelos incêndios durante o período de 7 a 12 de Agosto de 2002.

| Distrito         | Concelho           | Freguesia    | Data Início | Área Ardida |      |       |
|------------------|--------------------|--------------|-------------|-------------|------|-------|
|                  |                    |              |             | Povoamento  | Mato | Total |
| Guarda           | Fornos de Algodres | Matança      | 07/08       | 61          | 58   | 119   |
| Viana do Castelo | Viana do Castelo   | Stª Leocádia | 07/08       | 120         | 0    | 120   |

|                  |                      |                          |       |     |     |     |
|------------------|----------------------|--------------------------|-------|-----|-----|-----|
| Porto            | Baião                | St <sup>a</sup> Leocádia | 07/08 | 144 | 0   | 144 |
| Bragança         | Bragança             | Babe                     | 07/08 | 0   | 181 | 181 |
| Vila Real        | Alijó                | Pegarinhos               | 07/08 | 151 | 14  | 164 |
| Vila Real        | Vila Pouca de Aguiar | Monteiros                | 07/08 | 187 | 0   | 187 |
| Castelo Branco   | Idanha-a-Nova        | Monsanto                 | 07/08 | 106 | 274 | 380 |
| Viana do castelo | Ponte de Lima        | Ruivães                  | 08/08 | 168 | 0   | 168 |
| Vila Real        | Chaves               | Início em Espanha        | 08/08 | 62  | 478 | 540 |
| Viseu            | Vila Nova de Paiva   | Touro                    | 09/08 | 20  | 160 | 180 |

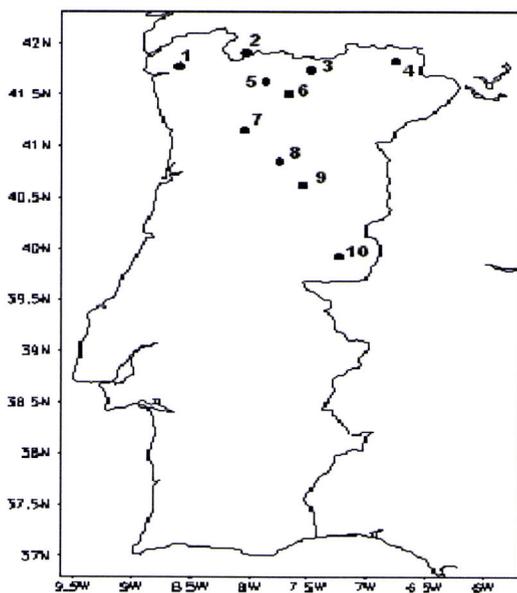


Figura 5.15: Localização espacial das regiões afectadas pelos incêndios durante o período de 7 – 12 de Agosto de 2002.

- 1: Ponte de Lima – Viana do Castelo
- 2: Viana do Castelo – Viana do Castelo
- 3: Chaves – Vila Real
- 4: Bragança – Bragança
- 5: Alijo – Vila Real
- 6: Vila Pouca de Aguiar – Vila Real
- 7: Baião – Porto
- 8: Fornos de Algodres – Guarda
- 9: Vila Nova de Paiva – Viseu
- 10: Idanha-a-Nova – Castelo Branco

Para a análise do transporte de plumas provenientes de emissões de incêndios foram feitas colectas de informações meteorológicas relevantes para o período de Agosto de 2002. A caracterização das condições iniciais e de contorno necessária para simulações com CATT-BRAMS foram usadas as análises do modelo global AVN/NCEP (Aviation run of the National Center for Environmental Prediction Global Spectral Model). Foram

gerados os ficheiros com as seguintes resoluções de grade: latitude de 20°N-60°N e longitude de 30°W-40°E e desta forma geraram-se os ficheiros ISAN para serem incorporados no modelo. A tabela 5.9 apresenta as principais configurações usadas pelo modelo para a realização da simulação.

Tabela 5.9: Principais configurações usadas no modelo nas simulações.

| <b>Características</b>               | <b>Malha</b>   |
|--------------------------------------|--|
| Instante inicial                     | 06 UTC 01/Agosto/2002  |
| Instante final                       | 18 UTC 31/Agosto/2002  |
| Números de pontos<br>(x,y,z)         | (50, 50, 30). O objectivo é de verificar a evolução da pluma ao longo do continente português e zonas adjacentes (Oceano Atlântico, continente espanhol). A figura 6.16 apresenta o domínio da malha simulada. |
| Estrutura da grade                   | Grade C de Arakawa   |
| Coordenadas<br>Horizontais           | Polar Estereográfica   |
| Coordenadas Verticais                | Sistema de coordenadas seguindo o terreno denominada sigma-z, descrito por Gal-Chen e Somerville (1975), Clark (1977) e Tripoli e Cotton (1982) citados por Walko e Tremback (2001).                           |
| Níveis de solo                       | Sete (7) níveis com 65% de saturação para todas as camadas (Tremback e Kessler, 1985).   |
| Resolução horizontal                 | 20 Km  |
| Resolução vertical<br>primeiro nível | 53 m   |
| Razão de incremento                  | 1,1  |
| Máximo valor de $\Delta z$           | 850 m  |
| Passo de tempo                       | 20 s   |
| Centro da grade                      | 9,28W; 38,8N   |
| Arquivo de topografia                | USGS com resolução de 1 km   |
| Esquema de topografia                | Silhueta média (Bossert, 1990), actualizada na radiação a cada   |
| Arquivo de TSM                       | NOAA climatológica, resolução 1°   |
| Arquivo de uso do solo               | USGS com resolução de 1 km   |

|   |  |
|---|--|
| Textura do solo                             | USGS com resolução de 1 km   |
| Parâmetros de ocupação do solo              | Dados com resolução de 1km obtidos por radiômetros de elevada resolução (Advanced Very High Resolution Radiometer -AVHRR)                    |
| Esquema de inicialização da vegetação       | Dados de Vegetação de 1 km derivados do conjunto de dados do IGBP  |
| Humidade do solo                            | Gevaerd e Freitas (2003), resolução 4 km   |
| Pontos na fronteira lateral                 | 5 (Klemp e Wilhemson, 1978)  |
| Escala de tempo na fronteira                | 10800s   |
| Limite inferior no topo                     | 21000 metros   |
| Parametrização da radiação                  | Chen e Cotton (1983)   |
| Parametrização de cumulus rasos e profundos | Grell e Devenyi (2002)   |
| Difusão turbulenta                          | Deformação na horizontal, Mellor e Yamada (1974) na vertical   |
| Parametrização de microfísica               | Nível máximo (3): activa todas as mudanças de fase da água (vapor, líquido e sólido) e todos os tipos de hidrometeoros (Walko et al., 1995). |

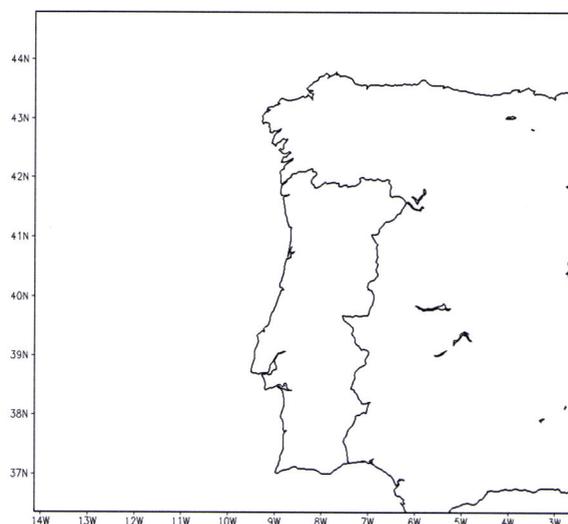


Figura 5.16: domínio da malha simulada para o desenvolvimento do trabalho.

As fontes de emissão do monóxido de carbono (CO) e do material particulado (PM<sub>2.5</sub>) são espacial e temporalmente distribuídas e assimiladas diariamente de acordo com as manchas da queima da biomassa definidas por observações de satélite. A emissão do monóxido de carbono associada com os processos antropogénicos (indústrias, termoeléctricas, transporte, etc.) é prescrita segundo a base de dados EDGAR (<http://arch.rivm.nl/env/int/coredata/edgar/>), enquanto que para emissões de incêndios, se segue o procedimento descrito em Freitas (1999), combinando a assimilação de produto de focos de calor por detecção remota com dados observados de emissão por combustão de biomassa;

O registo da fonte de emissão dos fogos que aconteceram em Portugal no ano de 2002 foi obtido com a assimilação dos dados de fogos derivados a partir de medidas do MODIS (para implementar a posição da emissão) e das posições geográficas do fogo, combinado com a estimativa de área ardida em campos observados de combustão e factores de emissão. Os dados utilizados foram obtidos a partir das informações de área ardida fornecida no relatório da direcção geral das florestas e os focos do MODIS. Para obter a área queimada por foco, foi dividido a área queimada pelo número de focos. Assim as emissões foram construídas para cada dia da simulação, sendo assimiladas ao longo da simulação.

### 5.2.3 - Resultado e discussões

#### 5.2.3.1 - Condições Meteorológicas durante o período

O estado do tempo em Agosto foi condicionado, de uma maneira geral, pela acção de massas de ar transportadas na circulação de anticiclones localizados no Oceano Atlântico a oeste da PI como pode ser observado no fluxo médio do vento em 1000 hPa (figura 5.17a), com o mesmo padrão observado em 850 hPa. Em 500 hPa (figura 5.17b), verifica-se que há fraca actuação do anticiclone de Açores, posicionado mais para o sul do Oceano Atlântico (em torno de 35°N), permitindo a influência sobre Portugal Continental de um ciclone localizado na região do mar do Norte, proporcionado vento praticamente de Oeste, contendo a actuação de um anticiclone no Norte de Africa, favorecendo o registo de precipitações em Portugal Continental, o mesmo padrão é verificado em 200 hPa.

Assim, de acordo com o Instituto de Meteorologia, durante Agosto de 2002, houve

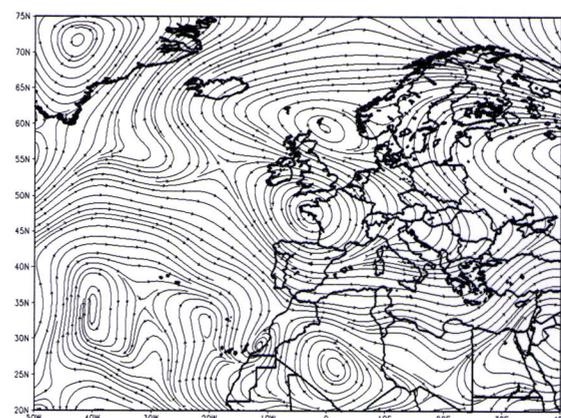
período em que ocorreram precipitações e trovoadas em algumas regiões do Norte, do Centro e na região Alentejana do país, por vezes fortes e com a presença queda de granizo, sendo significativas as quantidades de precipitação registadas em alguns locais. O mês foi considerado chuvoso a extremamente chuvoso em regiões como Vila Real, Penhas Douradas (Serra da Estrela), Évora e Elvas. Em alguns dias, o vento soprou em regime de nortada moderada, por vezes forte no litoral oeste. Os valores de temperatura máxima e mínima registaram uma tendência abaixo dos valores normais.

O campo da temperatura da superfície do mar (figura 5.19c) mostrou núcleos de anomalia positiva nos sectores oriental do continente europeu com máximo em torno de  $4^{\circ}\text{C}$ , norte de Africa e parte central do Oceano Atlântico e nas demais regiões, o campo apresentou anomalia ligeiramente negativa na região mediterrânea e sudoeste do continente europeu, além de uma pequena região ao norte da Africa com núcleo máximo de  $-14^{\circ}\text{C}$  em  $75^{\circ}\text{N}$ . A Temperatura da Superfície do Mar (TSM) apresentou anomalias positivas em toda a extensão da costa do continente europeu, excepto no sector central do Oceano, que apresentou um núcleo de anomalia ligeiramente negativa em torno de  $-1^{\circ}\text{C}$  (figura 5.19d).

O campo da Pressão ao nível médio do mar (figura 5.17e) apresenta anomalia positiva nos sectores central e mediterrânea do continente europeu, além de um núcleo em  $75^{\circ}\text{N}$  com valor máximo em torno de 2mb. Anomalia positiva é verificada em toda a costa da Europa, abrangendo todo o Oceano Atlântico, inclusive o sector nordeste da Africa. O campo de humidade relativa (figura 5.17f) mostrou anomalias ligeiramente negativas em toda a extensão do Oceano Atlântico com um núcleo máximo em torno de  $-20^{\circ}\text{C}$  na parte oriental da Europa, no restante do continente, o campo apresentou uma anomalia positiva com máximo de  $18^{\circ}\text{C}$  no sector mediterrâneo.



(a)



(b)

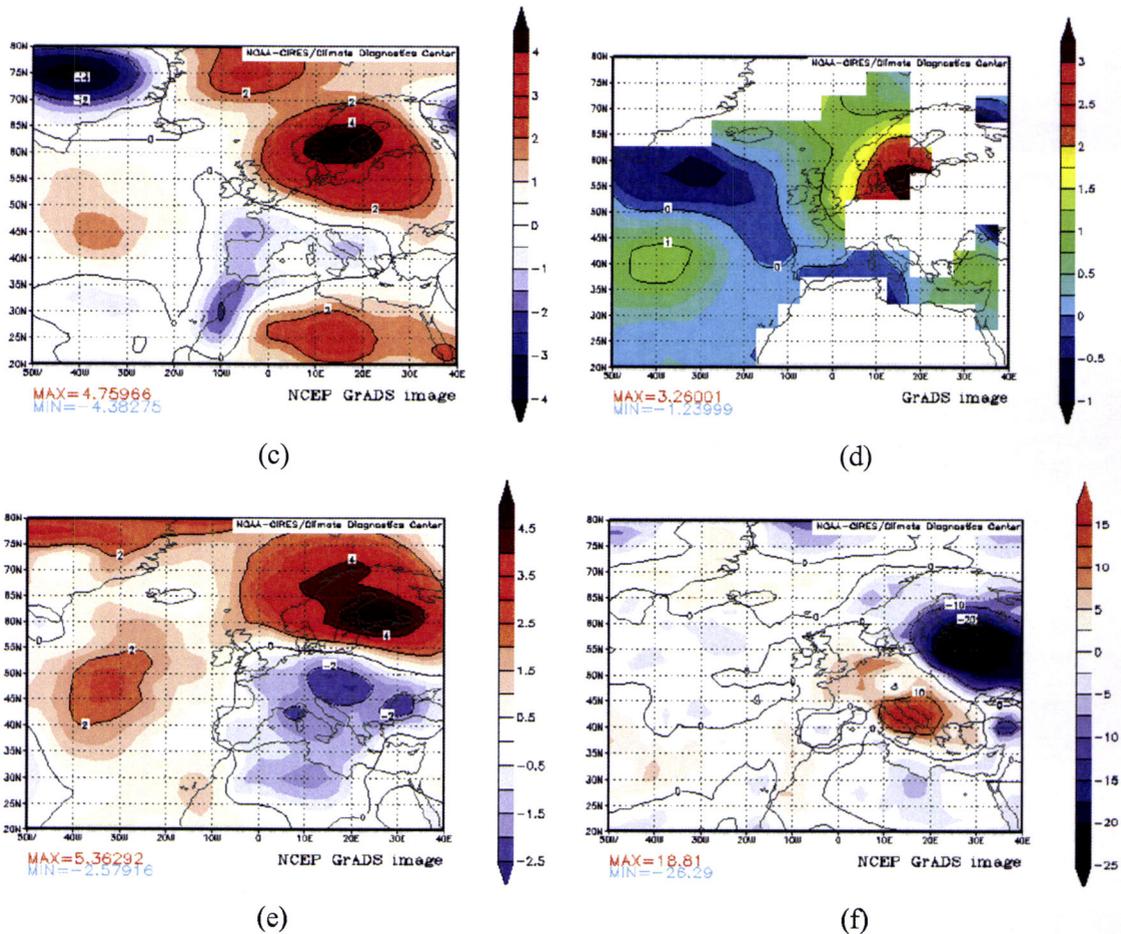


Figura 5.17: Linhas de Correntes médio em 1000 hPa (a) e 500 hPa (b), campos das anomalias para a temperatura em 1000 hPa (c) e 850 hPa (d); temperatura da superfície do mar (e), pressão atmosférica (f) em 850 hPa e humidade relativa (g) em 1000 hPa para o mês de Agosto de 2003.

Segundo o Instituto de Meteorologia de Portugal, a temperatura mínima do ar (figura 5.18a) registada foi inferior aos valores das normais em quase todo o território, com excepção do litoral norte, e das regiões de Lisboa e do Algarve. Já a temperatura máxima do ar (figura 5.18b) apresentou valores inferiores aos valores médios em quase todo o território, com excepção das regiões de Viana do Castelo, Bragança e Portalegre. As zonas a azul correspondem a valores abaixo da média e as zonas a vermelho acima da média. As zonas representadas de verde estão próximas dos valores das normais climatológicas (1961-1990). As figuras 5.19 e 5.20 apresentam a humidade relativa e temperatura simulada para o período. Observa-se que a medida que a ondulação frontal influencia no continente, há um ligeiro aumento da humidade e diminuição da temperatura mantendo este padrão similar para todos os dias.

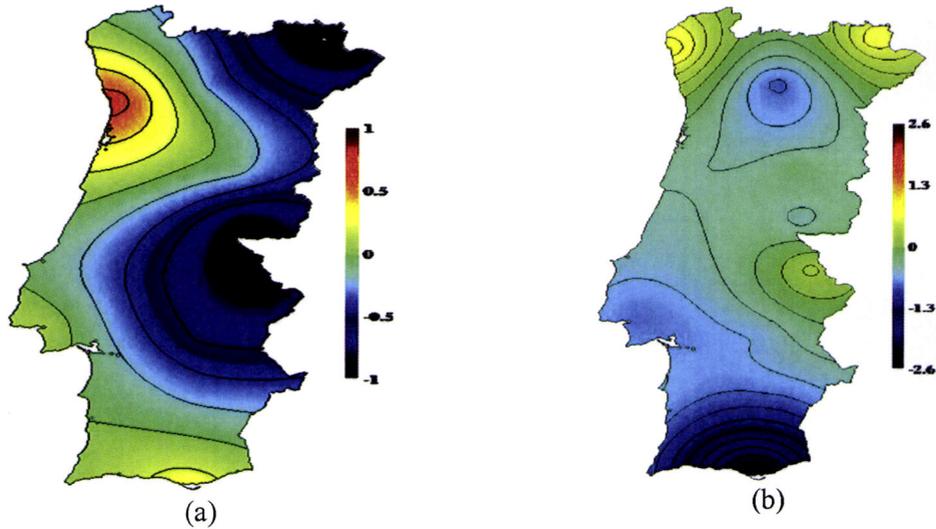


Figura 5.18: A distribuição geográfica das diferenças entre as temperaturas observadas e as temperaturas mínima (a) e máxima (b) correspondente aos valores das normais 1961-1990 para o mês de Agosto.

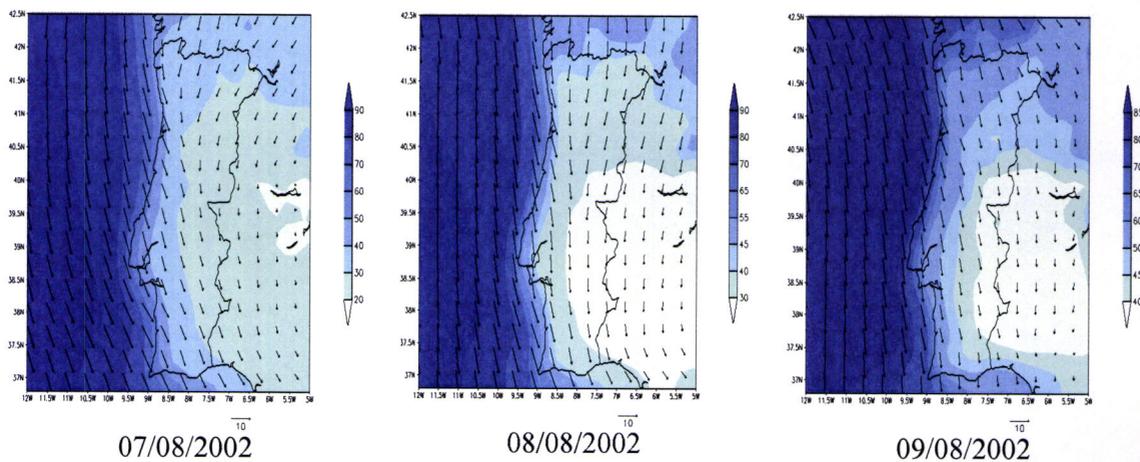


Figura 5.19. Campo médio da humidade relativa e vento simulado às 12:00 UTC pelo CATT-BRAMS durante o período

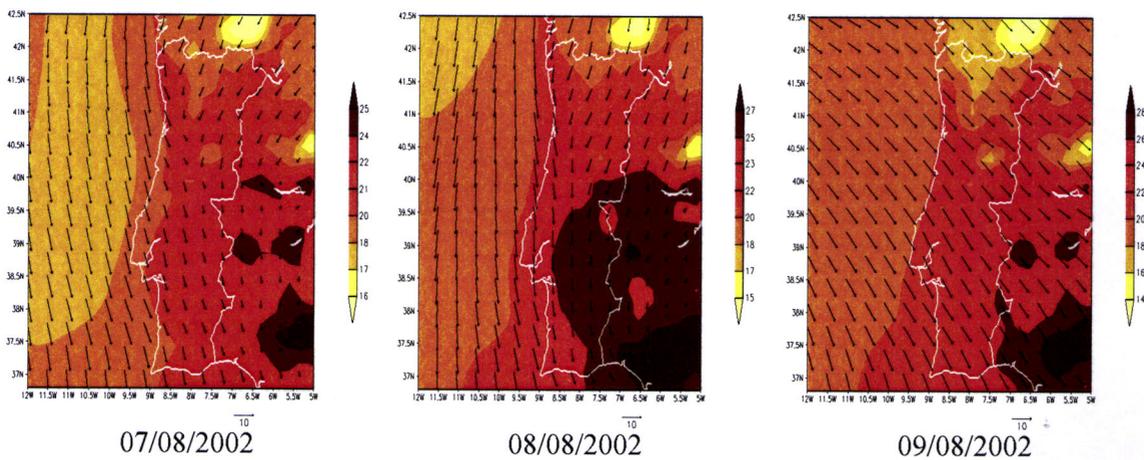


Figura 5.20. Campo médio da temperatura do ar e vento simulado às 12:00 UTC pelo CATT-BRAMS durante o período.

O estado de tempo em Portugal Continental em 07/08/2002 foi condicionado por um anticiclone localizado a norte dos Açores e que se estendia em crista em direcção ao Golfo da Biscaia e por uma depressão de origem térmica centrada no interior da PI, mantendo essa situação em 08/08/2002 com o anticiclone desviado mais para a parte oeste dos Açores. Já em 09/08/2002 a situação sinóptica persistiu, além da aproximação de uma ondulação frontal que em 10/08/2002 condicionou o continente com a presença de uma massa de ar húmido associada a ondulações frontais de fraca actividade. Durante o período o vento foi preponderante de Noroeste com céu pouco nublado a temporariamente muito nublado com ocorrência de neblinas e nevoeiros (Instituto de Meteorologia).

Os resultados simulados que serão discutidos a seguir correspondem a média de 24 horas de simulação. Assim, as figuras 5.21 apresentam uma descrição média do campo espacial da pluma de fumo do monóxido de carbono (CO) no nível de 53 metros em ppb (parte por bilião), as figuras 5.22 para pluma de fumo do monóxido de carbono (CO) a 1100 metros e as figuras 5.23 para o material particulado (PM<sub>2.5</sub>), integrado na coluna atmosférica, expresso em  $\mu\text{g.m}^{-2}$ , ambos com média horária às 12:00 UTC com a sobreposição do campo do vento para o período analisado.

Os resultados do transporte de plumas de fumo produzidas pelos incêndios se originaram a partir do transporte vertical de produtos de queimada e da situação meteorológica actuantes durante o período. A 07/08/2003 às 12:00 UTC (figura 5.21a) observa-se na PI, núcleos de valores máximos da concentração média do CO, em torno de 100 ppb, em praticamente todo o continente português e no continente espanhol e valores médios em torno de 30 ppb em praticamente todo o continente europeu.

O transporte neste nível dá-se principalmente em função da configuração sinóptica condicionada pela actuação dos anticiclones, proporcionado sobre o continente português ventos de Noroeste influenciando o deslocamento da pluma de fumo que é primeiramente transportada ao longo do continente português assim como a pluma originada nos incêndios em Espanha, e em seguida, há um escoamento preponderante para parte sul do continente atingindo o Atlântico, persistindo este deslocamentos para os demais dias, com diminuição dos núcleos de valores máximos sobre a Península.

Em relação ao nível de 1100 metros (figuras 5.22) o fluxo sobre o continente português é

de Nordeste no Norte Centro e meridional no restante do país, de forma que a exportação da pluma é levemente desviada para a faixa do litoral português, mas mantêm o deslocamento para o sul, atingindo o Oceano Atlântico (figura 5.22a). Em 08/08/2002 (figura 5.22b) o fluxo praticamente meridional sobre o continente proporciona áreas isentas de CO, apesar de persistir núcleos máximos no extremo sul da Península e em 09/08/2002 (Figura 5.24c) há presença de CO atingindo todo o continente com valores em torno de 20 ppb, com fluxo de Noroeste na parte Norte e meridional no restante do país, mantendo o padrão de escoamento.

As Figuras 5.23 apresentam as simulações médias do conteúdo de material particulado ( $PM_{2.5}$ ), em  $\mu g.m^{-2}$ , integrado na coluna atmosférica, com a sobreposição do campo do vento. Observa-se que, a 07/08/2003 às 12:00 UTC (figura 5.23a) há concentração de  $PM_{2.5}$  em praticamente todo o domínio da grade, com valores máximos observados na parte central do continente português e espanhol e o deslocamento da pluma, devido ao fluxo de noroeste, se dá primeiramente para o interior da Península e então tende a ser direccionado para parte sul do domínio da malha, atingindo o Oceano Atlântico. Este padrão de escoamento é também verificado para os dias 08/08/2002 e 09/08/2002 (figuras 5.23b e 5.23c). Observa-se ainda uma exportação da pluma para o interior do continente português originado do Norte da Espanha, entretanto, mantém o padrão de exportação.

As figuras 5.24 apresentam a evolução temporal das concentrações simuladas de CO (em ppb) e do perfil do  $PM_{2.5}$  ( $\mu g.m^{-2}$ ) com a sobreposição do campo de vento para os distritos que foram atingidos pelos incêndios durante o período. A evolução de CO dentro da camada limite planetária mostra valores de CO para todos os horários confinados a uma altura média de aproximadamente 1.200 metros para praticamente todos os distritos, sendo que no distrito de Vila Real atingiu altura de até 1600 metros. A exportação e expansão da pluma do poluente, devido às condições proporcionadas pelos movimentos da atmosfera onde a advecção pelo vento domina o transporte, arrastando o gás na direcção do fluxo e mantendo dentro da camada de mistura e em relação ao perfil da concentração de material particulado  $PM_{2.5}$ , integrado numa coluna atmosférica indicada pelo modelo, mostra valores máximos de em praticamente todo o período de simulação.

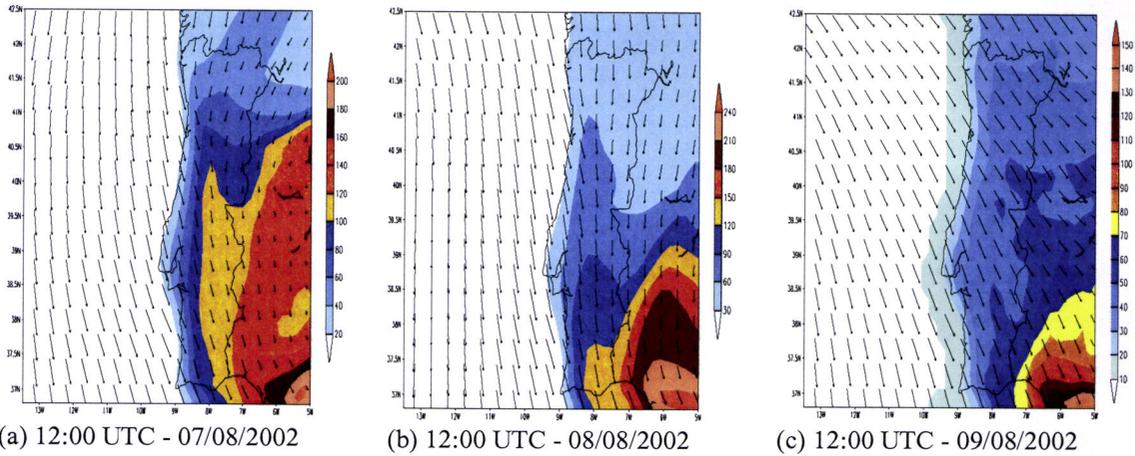


Figura 5.21: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS da concentração do monóxido de carbono (CO), em ppb, com sobreposição do campo de vento no nível de 53 metros para resolução de 20 km

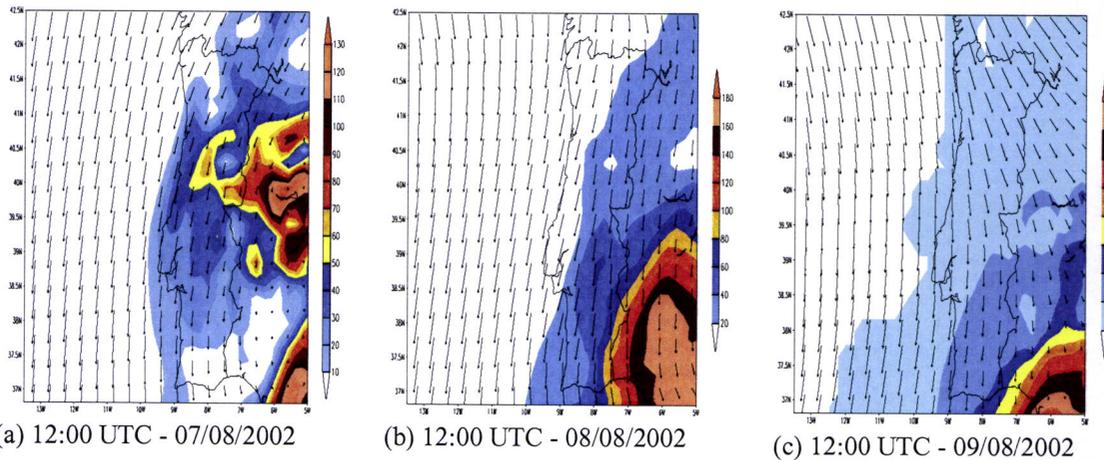


Figura 5.22: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS da concentração do monóxido de carbono (CO), em ppb, com sobreposição do campo de vento no nível de 1100 metros para resolução de 20 km

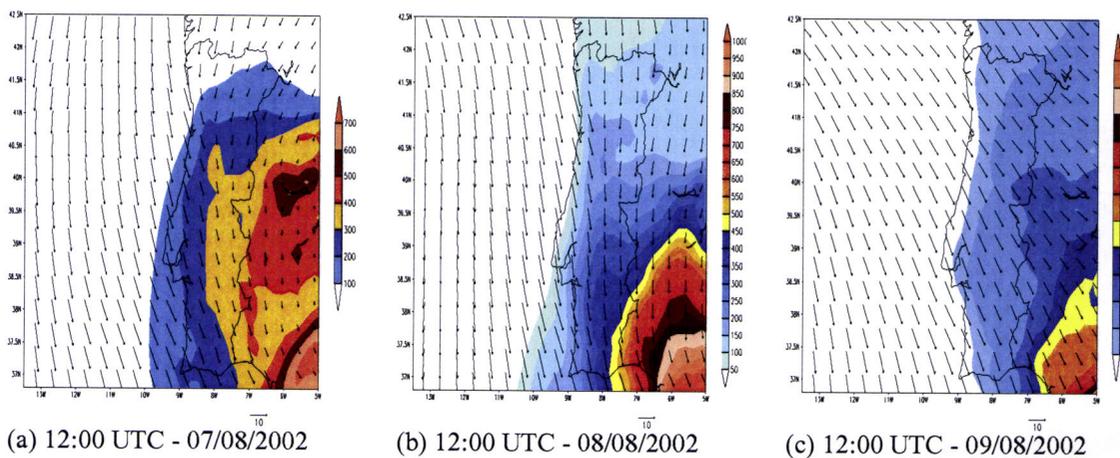
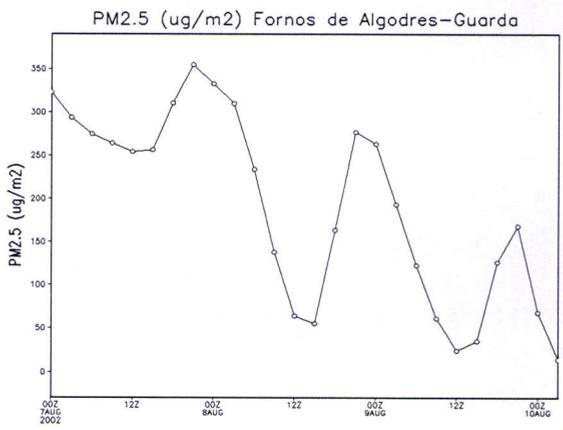
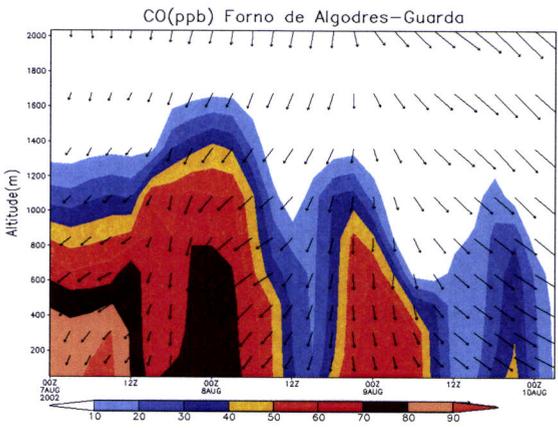
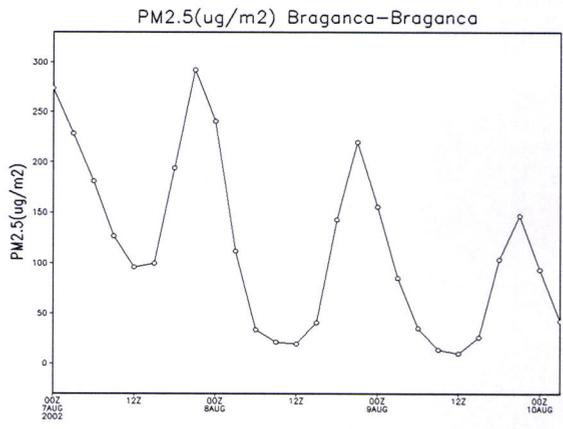
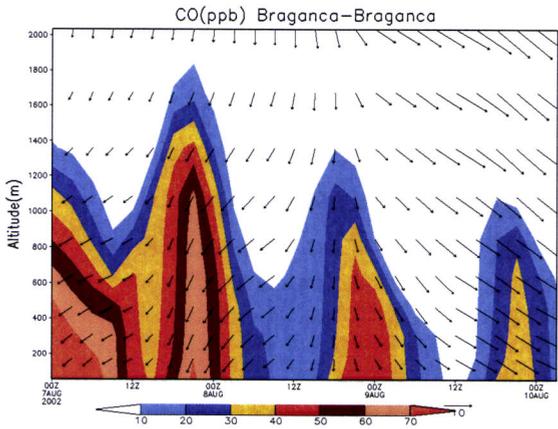
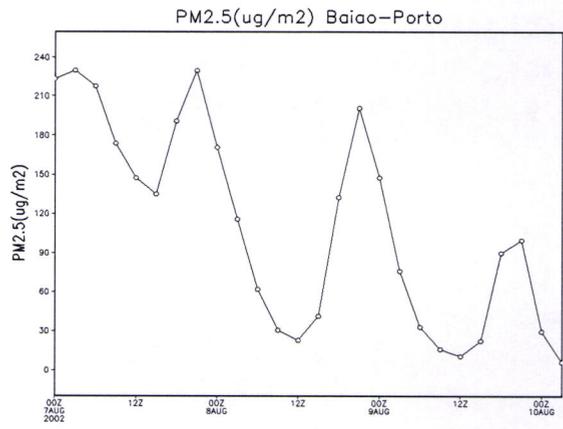
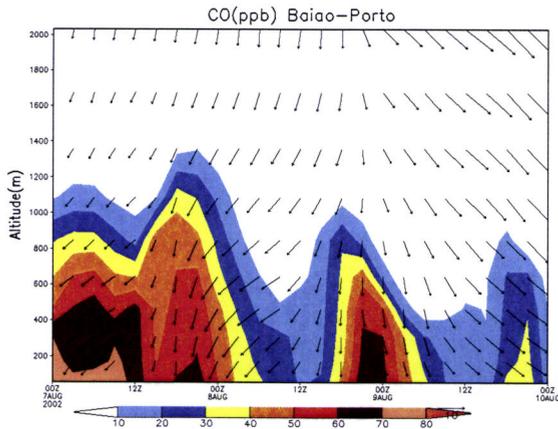
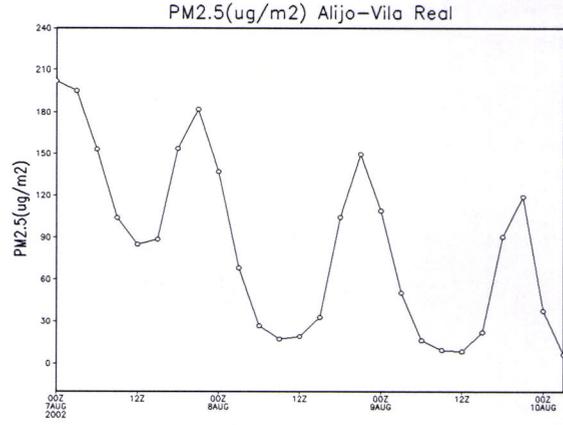
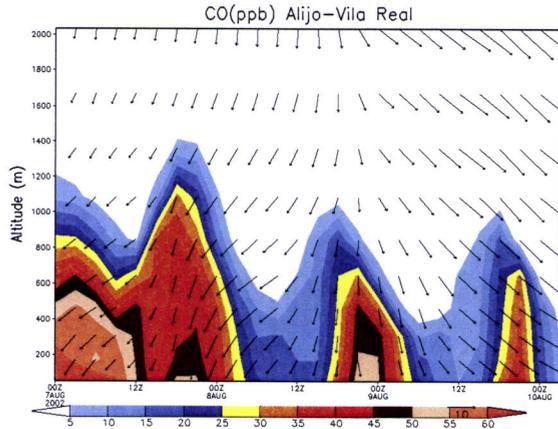
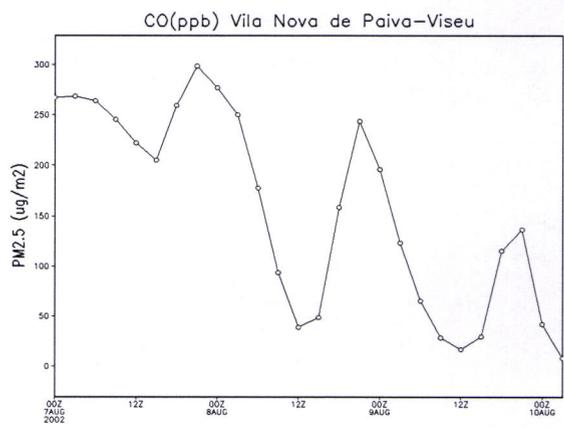
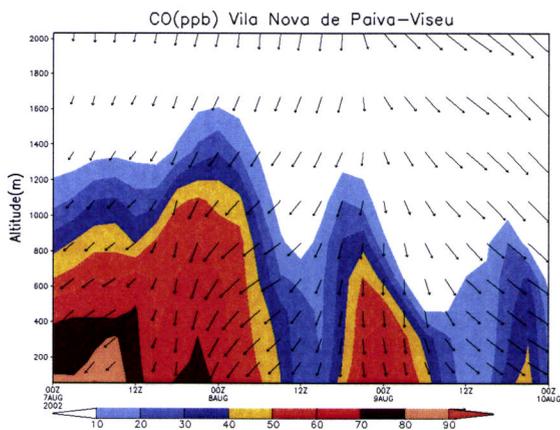
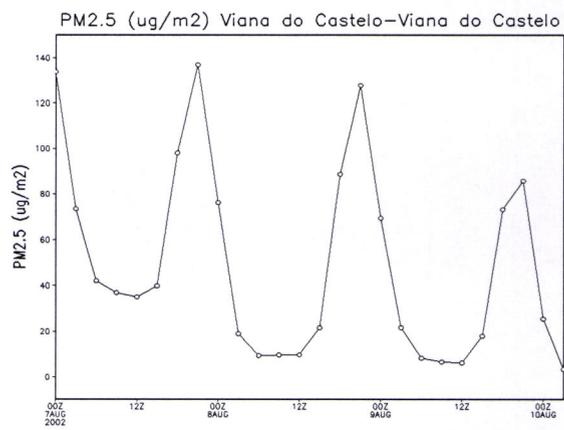
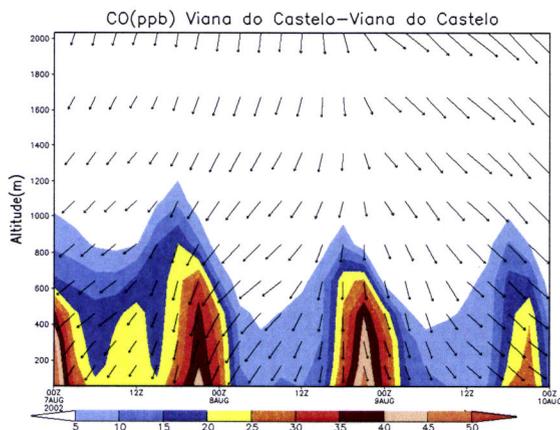
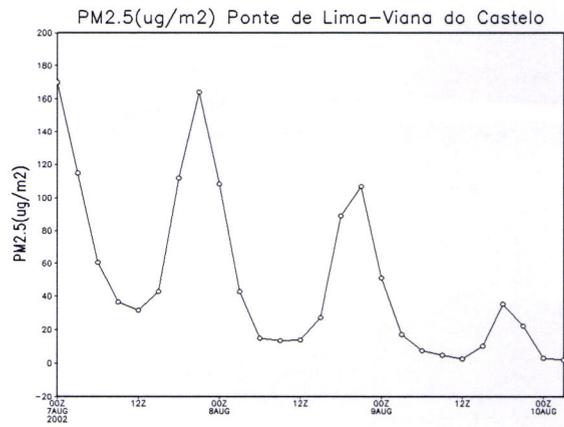
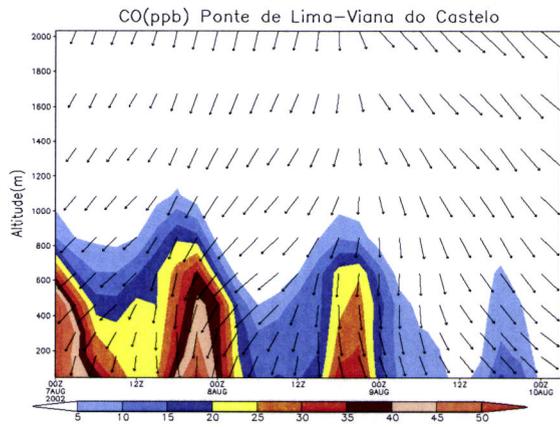


Figura 5.23: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do material particulado ( $PM_{2.5}$ ), em  $\mu g \cdot m^{-2}$ , com sobreposição do campo de vento para resolução de 20 km.





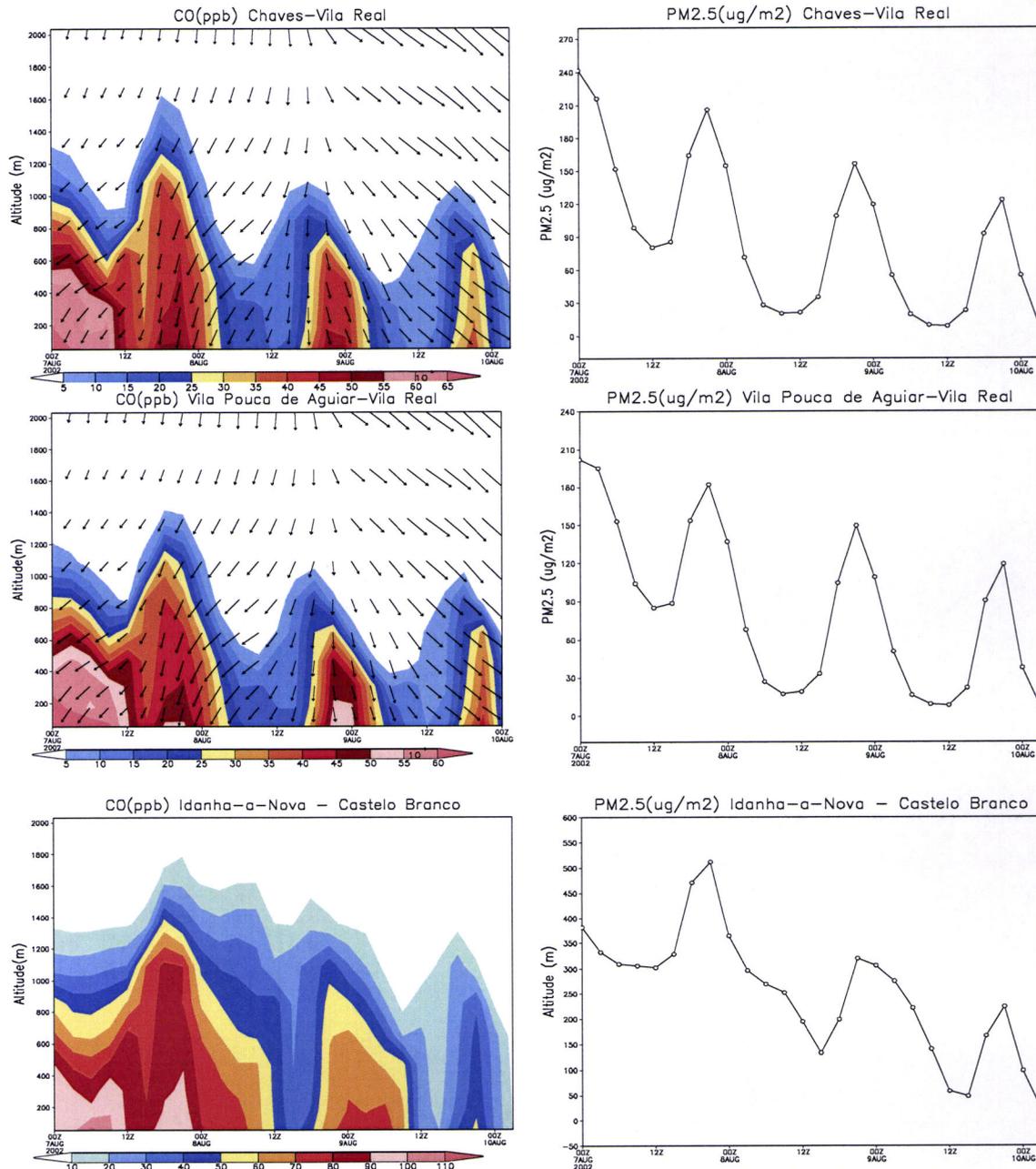


Figura 5.24: Evolução temporal das concentrações de monóxido de carbono (ppb) com sobreposição do campo e do material particulado  $PM_{2.5}$  em  $\mu g \cdot m^{-2}$ , para os distritos que foram atingidos pelos incêndios durante o período de 7 – 12 de Agosto de 2002.

#### 5.2.4 - Sumário e conclusões

O objectivo desta simulação foi analisar o comportamento do modelo CATT-BRAMS diante a uma situação considerada normal em relação aos incêndios que ocorreram em 2003 para o período compreendido em 7-12 de Agosto de 2002. A caracterização das condições iniciais e de contorno foram feitas utilizando as análises do modelo global

AVN/NCEP (Aviation run of the National Centers for Environmental Prediction Global Spectral Model) e com a assimilação dos dados de fogos derivados a partir dos produtos MODIS/AQUA para a Europa, com o objectivo de identificar as posições das emissões. O termo fonte associado à emissão urbana e tecnológica é prescrito seguindo a base de dados EDGAR (Emission Database for Global Atmospheric Research), enquanto que para emissões de queimadas, segue o procedimento descrito em Freitas (1999). O experimento foi realizado numa malha com resolução horizontal de 20 km, centrada em Lisboa (38.8°N; 9.28°W), iniciando em 01 de Agosto de 2002 às 00:00 UTC e saídas de dados a cada 3 horas de forma a representar as características observadas durante o período, considerando as opções e parametrizações descritas na tabela 5.9. As condições meteorológicas na região mediterrânea foram razoavelmente favoráveis durante o mês de Verão de 2002 devido a chuvas frequentes que ajudaram a conter os fogos na sua fase inicial e os considerados mais prejudiciais, estavam concentrados em períodos de tempo em que as condições meteorológicas favoráveis condicionaram a ignição e expansão dos mesmos. Os resultados indicam que o modelo caracterizou a situação sinoptica estabelecida, condicionado pela acção de massas de ar transportadas na circulação do anticiclone localizado no Oceano Atlântico a oeste da PI que permitiu a influência sobre Portugal Continental de um ciclone localizado na região do mar do Norte, proporcionado vento praticamente de oeste, contendo a actuação de um anticiclone no norte de Africa, favorecendo valores de temperatura abaixo da média e humidades amenas no território. As regiões afectadas pelos incêndios durante o período foram concentradas mais ao Norte do país e através da evolução temporal simulado de CO, confinados a uma altura média de aproximadamente 1.200 metros para praticamente todos os distritos, e PM<sub>2.5</sub> verifica-se que o modelo simulou concentrações para o período onde houve registos de incêndios de acordo com o relatório da Direcção Geral de Florestas. Em relação a distribuição espacial dos poluentes, há máximos observados no continente espanhol e parte central do português para o CO e mais ao Norte para o PM<sub>2.5</sub>, para o evento de 7/08/2002, com escoamento preferencial para região sul da PI atingindo o Oceano.

## 6. Acoplamento dos modelos RAMS/HYPACT

---

A metodologia, dados e os resultados para estudo da dispersão de poluentes originados a partir de uma fonte industrial irão ser discutidos neste capítulo, bem como as opções usadas no modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling System, descrito no capítulo 4) acoplado ao HYPACT (HYbrid Particle And Concentration Transport).

### 6.1 - Descrição do modelo HYPACT

O modelo HYPACT (HYbrid Particle And Concentration Transport) proposto por Walko e Tremback, (2001) simula a dispersão de poluentes a partir dos campos de vento, bidimensionais ou tridimensionais, incluindo movimentos turbulentos e temperatura potencial provenientes do RAMS (Pielke et al., 1992), permitindo avaliar o impacto de uma ou múltiplas fontes de emissões de várias geometrias (pontual, rectangular, redonda, elíptica) em locais com topográficas complexas. As fontes podem ser simples ou múltiplas, instantâneas, contínuas, variando no tempo, para qualquer espécie química especificada, gases ou partículas.

O modelo combina em seu código as características lagrangianas e eulerianas na dispersão dos poluentes e uma das principais vantagens reside em sua natureza híbrida de transporte. A estrutura híbrida do modelo HYPACT permite utilizar a representação lagrangiana na vizinhança da fonte que emite a pluma para um esquema euleriana a distância suficientemente da fonte.

O campo atmosférico das posições de cada partícula libertada é determinado por médias espaciais e temporais das saídas do modelo RAMS, adquirindo uma eficiência máxima na interpolação e utilizando a mais alta resolução do modelo. O HYPACT utiliza uma malha especial chamada “malha-h”. A dispersão de poluentes, nesta malha, na parte lagrangiana do modelo HYPACT é simulada por um número de partículas e as posições subsequentes de cada partícula são calculadas das seguintes relações:

$$X(t + \Delta t) = X(t) + (u + u')\Delta t \quad (6.1)$$

$$Y(t + \Delta t) = Y(t) + (v + v')\Delta t \quad (6.2)$$

$$Z(t + \Delta t) = Z(t) + (w + w' + w_p)\Delta t \quad (6.3)$$

sendo que  $u, v, w$ , são as componentes do vento obtidas directamente do modelo RAMS,  $u', v', w'$  são componentes turbulentas do vento e  $w_p$  é a velocidade vertical. Cada partícula representa um elemento de massa do poluente  $m_p$ , que varia no tempo devido ao processo de deposição, decaimento químico ou radiológico e evaporação, quando as gotas são consideradas.

Na dispersão de partículas com  $D_p \geq 1\mu m$  é necessário adicionar o efeito da força de gravidade ao movimento da partícula, introduzindo uma velocidade de queda ( $v_t = T_p g$ ) sendo que  $T_p$  é o tempo de relaxação, que pode ser representado para partículas de aerossol esférica como:

$$T_p = \frac{D_p^2 \rho_p}{\rho 18 \nu f(\text{Re})} \quad (6.4)$$

$\rho_p$  e  $\rho$  são as densidades da partícula e do ar, respectivamente,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\nu$  é a viscosidade molecular cinemática. O factor de correlação  $f(\text{Re})$  é introduzido por considerar a força de atrito na partícula e é em função do número de Reynolds. Uma descrição pormenorizada da dispersão de partículas com  $D_p \geq 1\mu m$  pode ser encontrada em Wang e Stock (1993), mas de modo geral, é simulada com as seguintes hipóteses:

- ❖ partículas com densidade ( $\rho_p$ ) muito maior do que a densidade do ar ( $\rho_p \gg \rho$ );
- ❖ partículas são consideradas esféricas com diâmetro  $D_p$ ;
- ❖ partículas não esféricas são representadas por esferas equivalentes com a mesma velocidade de queda;

- ❖ são negligenciado partículas muito finas e o efeito descontínuo (factor de correlação de Cunningham) na velocidade de queda da partícula.

A resposta dinâmica das partículas com diâmetro  $(D_p) \geq 1 \mu m$  para o fluxo turbulento é diferente e desta forma, dois efeitos adicionais são considerados (Yudine, 1959; Casanady, 1963):

- ❖ Inércia: a partícula com uma dada inércia não responde para todas as frequências da turbulência atmosférica, mas apenas para aquelas com período muito maior do que seu tempo de relaxação  $(T_p)$ . O efeito da inércia pode ser negligenciado para partículas com diâmetro inferiores a  $500 \mu m$ .
- ❖ Efeito de trajetórias cruzadas: a partícula com uma dada velocidade de queda não segue seu movimento turbulento mas continua o movimento da trajetória.

Na dispersão de uma espécie gasosa ou de partículas com diâmetro  $\leq 1 \mu m$ , as componentes turbulentas da velocidade das partículas são derivadas do esquema da cadeia de Markov de primeira ordem, onde as partículas são consideradas com a mesma distribuição da velocidade do ar e movem-se independentemente, a turbulência é gaussiana, homogénea na horizontal e heterogénea na vertical.

Decaimentos radiológico ou químico do poluente são estimados pelo decréscimo da massa de cada partícula em cada passo de tempo de acordo com:

$$m_p(t + \Delta t) = m_p(t) \exp(-\alpha \Delta t) \quad (6.5)$$

sendo  $\Delta t$  a variação temporal,  $\alpha = (\ln 2)/\tau_{1/2}$  é a taxa de transformação,  $\tau_{1/2}$  representa o tempo médio de vida. As taxas de transformação podem variar no tempo e espaço. As transformações químicas lineares podem ser facilmente introduzidas no modelo e neste caso, a partícula representa espécies químicas múltiplas. Como exemplo, considerando o caso de duas espécies com concentrações  $c_1$  e  $c_2$  respectivamente, em que as transformações são determinadas por um mecanismo químico simples:

$$\frac{dc_1}{dt} = -\alpha_1 c_1, \quad \frac{dc_2}{dt} = \alpha_1 c_1 - \alpha_2 c_2 \quad (6.6)$$

com a adição da solução analítica na equação num dado instante, a massa de cada partícula é expressa como a soma das massas das duas espécies,  $m_p = m_{p1} + m_{p2}$ . As taxas de transformação,  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$ , dependem das variáveis meteorológicas como temperatura, humidade e radiação. Uma discussão completa dos diferentes processos para reacções químicas não lineares pode ser encontrada em Zanetti (1992).

Na deposição seca a interacção da partícula com a superfície é parametrizada segundo Boughton et al., (1987) onde a probabilidade de que a partícula seja absorvida durante um intervalo de tempo ( $\Delta t$ ) é calculada a partir da densidade de probabilidade de transição dada por Monin (1959). O cálculo da deposição seca apresenta duas situações:

- ❖ Deposição de partículas grandes: a partícula chega a ser absorvida se o número aleatório da distribuição uniforme no intervalo fechado  $[0, 1]$  for menor do que a probabilidade de absorção  $P(z, \Delta t)$ . Caso contrário, a partícula é transportada como se a fronteira estivesse perfeitamente reflectindo. Esta opção é considerada para partículas com velocidade de queda diferentes de zero.
- ❖ Deposição de partículas pequenas: neste caso, as partículas são perfeitamente reflectidas na superfície perdendo uma fracção da sua massa igual à probabilidade de absorção ( $P(z, \Delta t)$ ). Esta opção é aplicada, como exemplo, para simulações com química linear onde cada partícula representa múltiplas espécies que podem ter diferentes velocidade de deposição. A velocidade de deposição ( $v_d$ ) é calculada com o método de resistência desenvolvido por Walchek et al. (1986).

Para o fenómeno de flutuação, diversos modelos sugerem aproximações estocásticas para simular o deslocamento da pluma com modelos lagrangianos (Zanetti e Al-Madami, 1984; Cogan, 1985; Gaffen et al., 1987; Van Dop, 1982). Contudo, no HYPACT consideram-se duas aproximações baseado na derivação da velocidade vertical que descreve exactamente o efeito da flutuação. A primeira aplica-se a partículas que são libertadas a uma altura efectiva da chaminé ( $z_{eff}$ ) e a segunda corresponde para partículas que são libertadas no topo da chaminé ( $z_s$ ) com uma velocidade vertical adicional, que devido a flutuabilidade, é aplicado para cada partícula até atingir a altura efectiva da chaminé ( $z_{eff}$ ).

No cálculo da concentração, a massa inicial da partícula libertada num determinado tempo ( $\Delta t$ ) pode ser obtida da seguinte forma:

$$m_{pi} = \begin{cases} \Delta t \frac{Q}{r_l} & \text{para ascensão contínuo} \\ \frac{M}{r_i} & \text{para ascensão instantâneo} \end{cases}$$

sendo  $Q$  a taxa de emissão para ascensão contínua e  $M$  é a massa total do poluente para ascensão instantânea. De modo geral, quando são consideradas reacções químicas lineares e processos de remoção, a massa da partícula ( $m_{pi}$ ) pode variar no tempo. A taxa de ascensão da partícula ( $r_p$ ) especifica o número de partículas ( $n_p$ ) lançadas num intervalo de tempo ( $\Delta t$ ). Se  $r_p$  for igual a  $1/n_p$  então a ascensão de uma simples partícula poderá ser determinada a cada passo de tempo  $n_p$ . A posição inicial das partículas é seleccionada casualmente ou prescrita em pontos nodais dentro de um box, determinando a localização do centro da fonte em dimensão tridimensional. Isto permite simular o volume, área, fonte linear ou pontual pela propriedade definida da dimensão da emissão na box.

A concentração do poluente ( $C$ ) em função da posição e do tempo, pode ser determinada considerando o número de partículas que se encontram em um certo volume considerado centrado na posição ( $x, y, z$ ), como:

$$C(x, y, z, t) = \frac{1}{\Delta_{x_s} \Delta_{y_s} \Delta_{z_s}} \sum_{i=1}^N m_{pi} I \quad (6.7)$$

sendo:

$$I = \begin{cases} 1 & \text{para } |x_i - x| < \frac{\Delta x_s}{2}; |y_i - y| < \frac{\Delta y_s}{2}; |z_i - z| < \frac{\Delta z_s}{2} \\ 0 & \text{caso contrário} \end{cases}$$

e  $m_{pi}, x_i, y_i, z_i$  respectivamente, a massa e a posição da partícula no instante  $t$ . Para obter uma estatística significativa do campo de concentração é geralmente necessário a ascensão de grande número de partículas. Isto proporciona pouca eficiência no modelo

do ponto de vista computacional, enquanto que um aumento em  $\Delta x_s$ ,  $\Delta y_s$  ou  $\Delta z_s$  reduz a resolução do modelo de dispersão.

A eficiência computacional do modelo nas partículas pode ser significativamente aperfeiçoada com a introdução da estimativa da densidade Kernel para o cálculo do campo da concentração da posição da partícula (Lorimer, 1986; Boughton et al., 1987; Yamada e Bunker, 1988; Grossmann, 1989; Uliasz, 1990; Zannetti, 1992). O método de Kernel requer amostras aleatórias de volumes e produz uma distribuição da concentração suavizada com o menor número de partículas. A concentração em um determinado ponto é calculada como a soma das contribuições de todas as partículas, considerando o efeito da reflexão a partir da superfície.

$$C(x, y, z) = \sum_{i=1}^N \frac{m_{pi}}{h_{xi} h_{yi} h_{zi}} [k(r_x, r_y, r_z) + k(r_x, r_y, r'_z)] \quad (6.8)$$

Os parâmetros  $h_{xi}, h_{yi}, h_{zi}$  são chamados largura da banda que determina o grau de alisamento em cada coordenada. As larguras de banda não podem ser constantes, como é utilizado em muitas aplicações, pois as partículas são dependentes, e variam conforme o comprimento da escala utilizada. Diversas formas funcionais do Kernel ( $k$ ) podem ser aplicadas para estimar concentrações, as quais dependem do método sensível da largura da banda. A forma do Kernel ( $k$ ) implementada no HYPACT é:

$$k(r_x, r_y, r_z) = \frac{1}{8} |r_x| |r_y| |r_z|, \quad I_\alpha = \begin{cases} 1 & \text{para } r^2 < 1 \\ 0 & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (6.9)$$

as larguras das bandas são constantes e proporcionais ao incremento da malha usada no cálculo:  $h_x = \alpha \Delta x$ ,  $h_y = \alpha \Delta y$ ,  $h_z = \alpha \Delta z$ . Tipicamente utiliza-se  $\alpha = 0.5$ .

### 6.1.1 – Dados e características das simulações

Para a caracterização das condições iniciais e de fronteira necessárias para simulações com RAMS foram usadas as reanálises do NCEP/NCAR e dados horários da estação meteorológica de superfície localizada na termoeletrica do Barreiro. Foram gerados os ficheiros DPREP com as seguintes resoluções de malha: latitude de 30°N-50°N e longitude de 20W-10E e desta forma geraram-se os ficheiros ISAN para serem

incorporados no modelo. As tabelas 6.1, 6.2 e 6.3 apresentam as opções e características para as 3 malhas aninhadas utilizadas neste trabalho. A figura 6.1 o esquema utilizado para as simulações com o RAMS/HYPACT e a figura 6.2a o domínio das malhas.

Para este estudo foi analisada o  $PM_{10}$  obtido na estação Termoeléctrica do Barreiro, com uma altura de chaminé de 105 metros, localizado na margem esquerda do rio Tejo, na freguesia do Lavradio a cerca de 40 km de distância da cidade de Lisboa; a figura 6.2b apresenta a topografia tridimensional da região, evidenciando a área de estudo (●BA). O evento seleccionado corresponde ao dia de maior emissão do ano de 2000, 09/11/2000, como pode ser observado na figura 6.3 (Ramos et al., 2003). As simulações foram feitas totalizando 42 horas, com condições iniciais às 12:00 UTC de 08/11/2000 e saídas de dados a cada 1 hora.

Tabela 6.1: Características e opções do modelo RAMS utilizadas nas simulações.

| <b>Características</b>               | <b>Opções e Referências</b>   |
|--------------------------------------|---|
| Não hidrostático                     | Tripoli e Cotton (1980)   |
| Coordenadas verticais                | Superfície seguindo o terreno ( $\sigma_s$ ) (Tripoli e Cotton, 1982)   |
| Estrutura da malha                   | Malha C de Arakawa (Messinger e Arakawa, 1976)  |
| Esquema numérico                     | Híbrido (Tremback et al., 1987)   |
| “Nudging” na fronteira lateral       | Klemp e Wilhelmson (1978)   |
|                                      | 5 pontos nas fronteiras laterais  |
|                                      | Escala de tempo de 3600s  |
| Fronteira superior                   | Topo rígido   |
| “Nudging” no topo do modelo          | Acima de 20 km  |
|                                      | Escala de tempo de 10800s   |
| Parametrização da difusão turbulenta | Deformação anisotrópica (Smagorinsky, 1963)   |
| Parametrização de cúmulos            | Kuo modificada por Tremback (1990), com actualização a cada 1200s e movimento vertical mínimo de $0,0005 \text{ m.s}^{-1}$  |
| Parametrização da Microfísica        | Nível 3: activa todas as mudanças de fases da água (vapor, líquido e sólida) e todos os tipos de hidrometeoros (Tripoli e Cotton (1980); Cotton et al, (1982, 1996); Meyers et al., (1992)) |
| Arquivo da topografia                | International Geosphere Biosphere Programme (IBGP) com resolução de 1km   |

|  |  |
|--|--|
| Parametrização da Radiação   | Chen e Cotton, 1983  |
| Esquema de topografia  | Silhueta média (Bossert, 1990), actualizada na radiação a cada 900s, com o objectivo de incorporar os efeitos fisiográfico na fronteira inferior   |
| Parametrização da vegetação  | McCumber e Pielke (1981), Avissar e Mahrer (1988); Lee (1992)  |
| Esquema de inicialização da vegetação                                  | Dados de Vegetação com resolução de 1 km derivados do conjunto de dados do International Geosphere Biosphere Programme (IBGP). O tipo escolhido foi o 2 (grama curta) para todas as malhas |
| Arquivo de TSM   | TSM climatológica a partir dos dados do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) com resolução de 1°   |
| Arquivo de uso e textura do solo                                       | Dados obtidos a partir do United States Geological Survey (USGS) com resolução de 1 km   |
| Parâmetros de ocupação do solo (vegetação, construção, represas, ect.) | Dados com resolução de 1km obtidos por radiómetros de elevada resolução (Advanced Very High Resolution Radiometer -AVHRR)  |
| Níveis de solo   | Sete (7) níveis com 70% de saturação par todas as camadas (Tremback e kessler, 1985).  |

Tabela 6.2: Características da malha horizontal

| Malha | Pontos em x (m) | Pontos em y (m) | $\Delta x = \Delta y$ | $\Delta t$ (s) | Centrada (latitude/longitude)                     | Característica                                    |
|-------|-----------------|-----------------|-----------------------|----------------|---|---|
| 1     | 80              | 90              | 32 km                 | 90             | 09°03'W; 38°40'38"N<br>Termoeléctrica do Barreiro | PI, partes do Oceano e Norte de Africa            |
| 2     | 90              | 100             | 8 km                  | 25             | 09°03'W; 38°40'38"N<br>Termoeléctrica do Barreiro | Portugal Continental e Oceano                     |
| 3     | 110             | 110             | 2 km                  | 9              | 09°03'W; 38°40'38"N<br>Termoeléctrica do Barreiro | parte Centro-Sul de Portugal Continental e Oceano |

Tabela 6.3: Características da malha vertical

| Malha   | Pontos em z (m) | $\Delta Z$ mínimo (m) | $\Delta Z$ máximo (m) | Factor de estiramento | Topo do modelo (km) |
|---------|-----------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|---------------------|
| 1,2 e 3 | 29              | 50                    | 850                   | 1,2                   | 20                  |

Os campos do vento, temperatura potencial e da energia cinética turbulenta gerados pelo RAMS, na malha de 2 km, são os dados de entrada para o HYPACT, com taxa do  $PM_{10}$  de  $154.15 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ , supondo uma taxa de emissão de  $5 \mu\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$ , constante durante 15 horas de simulação, sendo que o poluente foi considerado inerte, não sendo removido da atmosfera, nem depositado na superfície.

Para compreender a influência dos forçamentos local/regional na circulação atmosférica na região de interesse foram feitas simulações numéricas, utilizando o RAMS, com assimilações de dados a partir da estação meteorológica localizado no Barreiro simultaneamente com as reanálises do NCEP/NCAR para o período de Novembro de 2000, iniciando às 00:00 UTC de 01/11/2000 e saídas de dados a cada 1 hora, em função do dia seleccionado para análise do transporte de poluente. As simulações apresentam o mesmo padrão de resoluções de malha (32 km, 8 km e 2 km), todas centradas na cidade de Barreiro ( $09^{\circ}03'W$ ;  $38^{\circ}40'38''N$ ), além das opções e parametrizações descritas nas tabelas 6.1, 6.2 e 6.3.

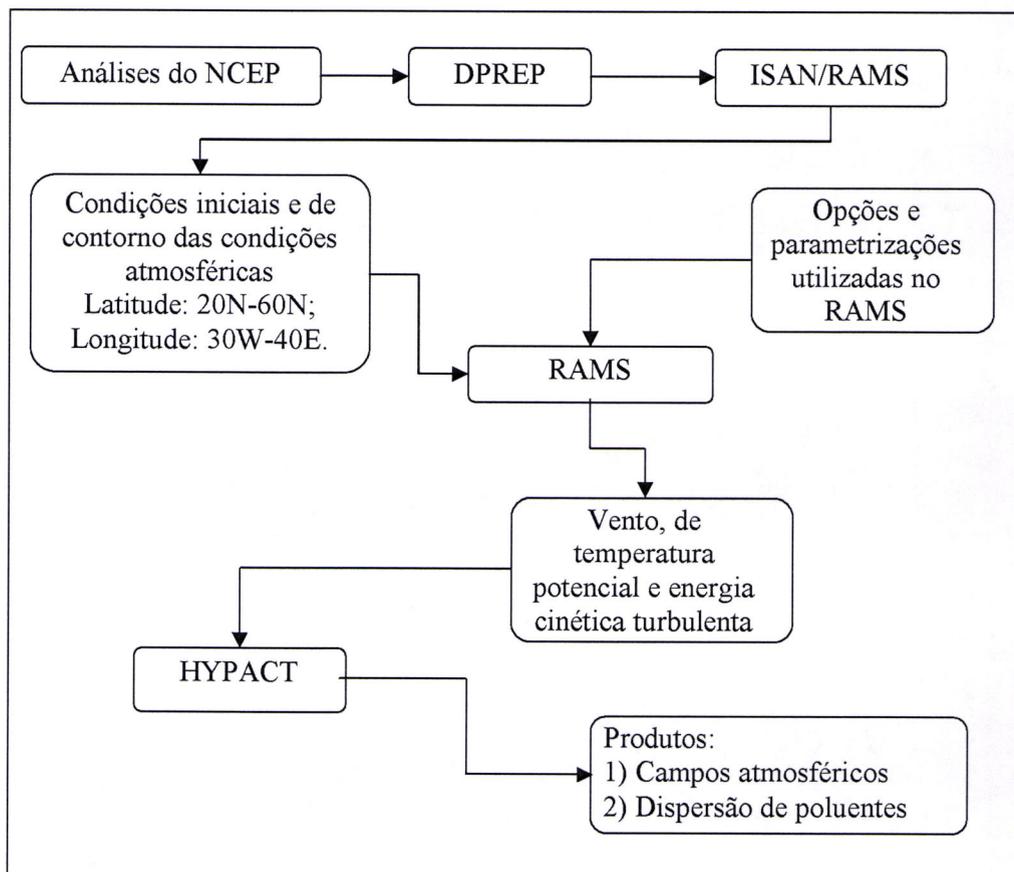


Figura 6.1: Esquematização das etapas das simulações numéricas utilizando o RAMS/HYPACT.

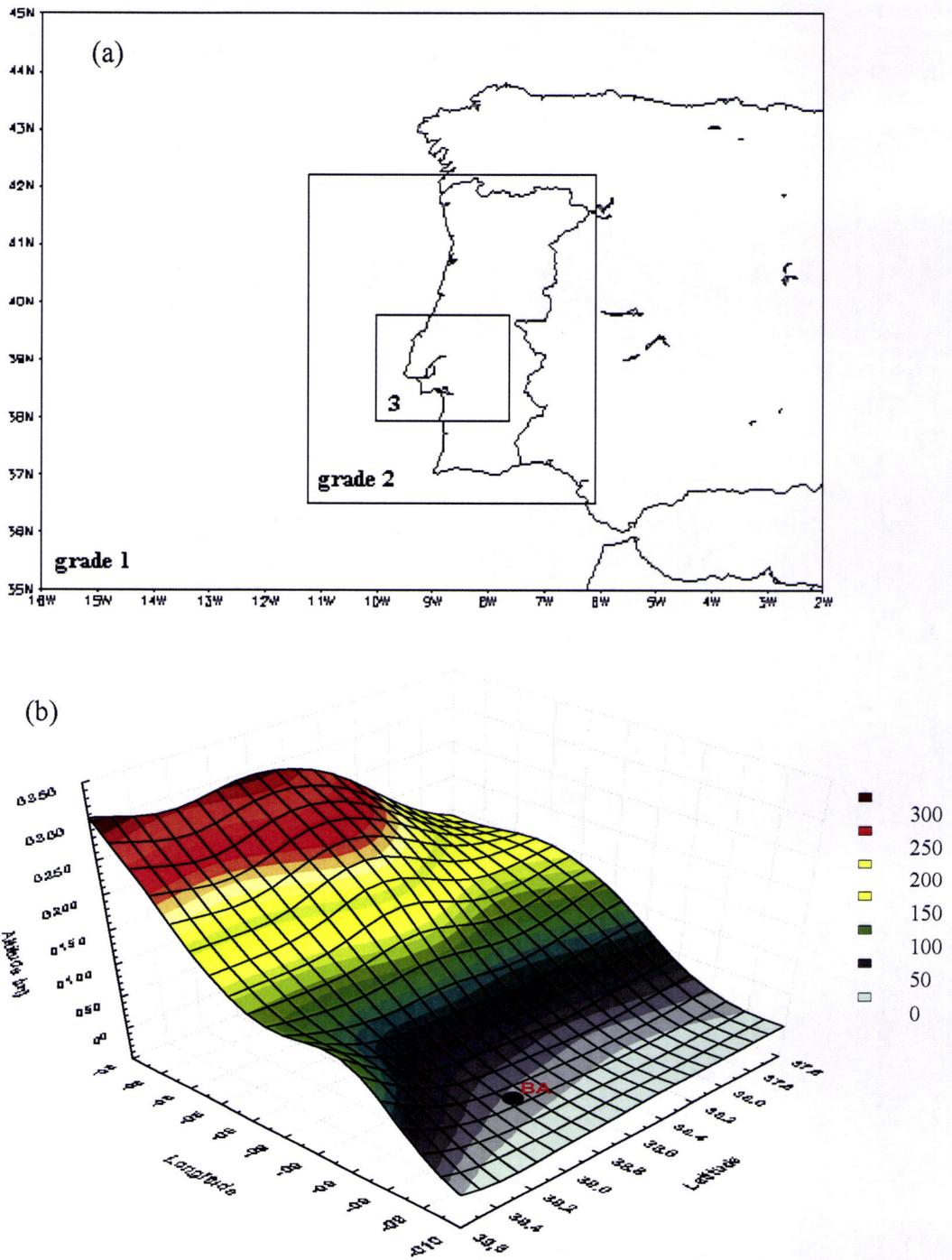


Figura 6.2: (a) domínios das três malhas utilizadas no modelo RAMS/HYPACT para o desenvolvimento do trabalho e (b) representação tridimensional da topografia da área de estudo.

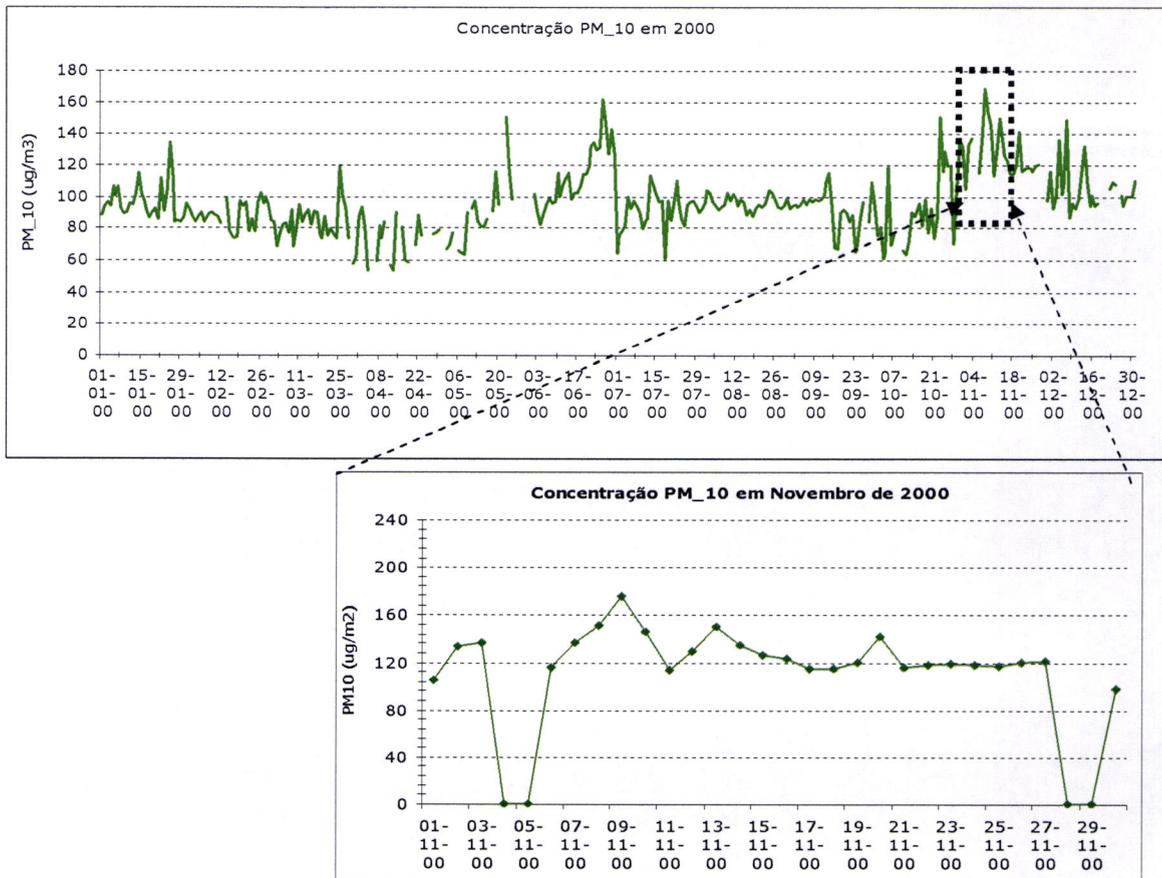


Figura 6.3: distribuição das emissões de material particulado (PM<sub>10</sub>) pela Termoeléctrica do Barreiro no período de 2000, destacando o evento seleccionado ocorrido em 09/11/2000.

## 6.2 - Resultados e discussões

### 6.2.1 - Validação dos resultados do modelo RAMS

Nesta secção será descrito o resultado que teve como objectivo compreender a influência da topografia no ciclo diurno da direcção do vento assim como a circulação induzida pela topografia ou mesmo efeitos locais de canalização em Barreiro e que podem, consequentemente influenciar o transporte de poluentes, quer em pequena escala ou em larga escala. Serão abordados os efeitos que podem contribuir para o padrão observado, e em seguida apresenta-se uma abordagem numérica utilizando RAMS.

#### 6.2.1.1 - Análise da circulação local no Barreiro

A central termoeléctrica localizada no Barreiro é destinada à produção mista de vapor e

electricidade, possui uma potência instalada reduzida e encontra-se inserida num complexo industrial químico e siderúrgico que por si só é fonte de elevada poluição atmosférica. A produção de energia eléctrica é obtida em dois grupos turboalternadores com as potências nominais unitárias de 31,6 MW e 32,9 MW, sendo um deles accionados por uma turbina de contrapressão e outro por uma turbina de extracção-condensação.

Os critérios gerais para identificar o regime da direcção dos ventos à superfície são apresentados na tabela 6.4 e na figura 6.4, segundo oito classes de direcção para todo período de Novembro de 2000, com a distribuição de frequência da direcção de vento, nos seguintes horários: 06:00HL (hora local), 09:00HL, 12:00HL, 15:00HL, 18:00HL, 21:00HL e 24:00HL obtidos a partir dos dados da estação meteorológica localizada na Termoelétrica do Barreiro.

Os resultados indicam que o vento em Novembro na região do Barreiro apresenta uma distribuição de frequências com duas direcções preferenciais: ventos do quadrante Sudoeste (SW), que são o mais frequente com aproximadamente 39% e de Noroeste (NW) em torno de 32% (figura 6.4), além de uma frequência regular de Nordeste (NE) (20,52%). Na Tabela 6.5, apresenta a distribuição da frequência em sete horários distintos e oito classes de direcção do vento, em que se observa a predominância do vento do quadrante NW às 06:00HL (50%), 18HL (41,66%) e 21HL (37,55%). Já às 09HL (41,75%), 12HL (46,34%), 15HL (40,66%) e 24HL (48,0%) o vento predominante é de SW, verificando-se ainda uma frequência regular de ventos de NE para todos os horários, principalmente às 09HL (25,00%), 18HL (25,00%) e 21HL (25,00%). Estas oscilações entre as direcções predominantes de manhã e à tarde indicam a presença de um ciclo diurno na direcção do vento.

Tabela 6.4: Distribuição de frequências relativas para 7 horários no mês de Novembro de 2000, da direcção do vento na Termoelétrica do Barreiro (38°40'382"N; 09°03'00"W).

| <b>Direcção</b> | <b>06 HL</b> | <b>09 HL</b> | <b>12 HL</b> | <b>15 HL</b> | <b>18 HL</b> | <b>21 HL</b> | <b>24HL</b> |
|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|
| N               | 0,00%        | 0,00%        | 0,00%        | 0,00%        | 0,00%        | 0,00%        | 0,00%       |
| NE              | 4,55%        | 25,00%       | 8,33%        | 16,67%       | 25,00%       | 25,00%       | 16,0%       |
| E               | 0,00%        | 0,00%        | 0,00%        | 0,00%        | 0,00%        | 0,00%        | 0,00%       |
| SE              | 9,09%        | 6,35%        | 0,00%        | 16,67%       | 0,00%        | 6,20%        | 12,0%       |
| S               | 0,00%        | 0,00%        | 8,33%        | 0,00%        | 0,00%        | 0,00%        | 0,00%       |
| SW              | 36,36%       | 41,75%       | 46,34%       | 40,66%       | 33,34%       | 25,0%        | 48,0%       |

| Direcção | Frequência |
|----------|------------|
| N        | 0,00%      |
| NE       | 20,52%     |
| E        | 0,00%      |
| SE       | 7,83%      |
| S        | 0,87%      |
| SW       | 38,61%     |
| W        | 0,00%      |
| NW       | 32,17%     |

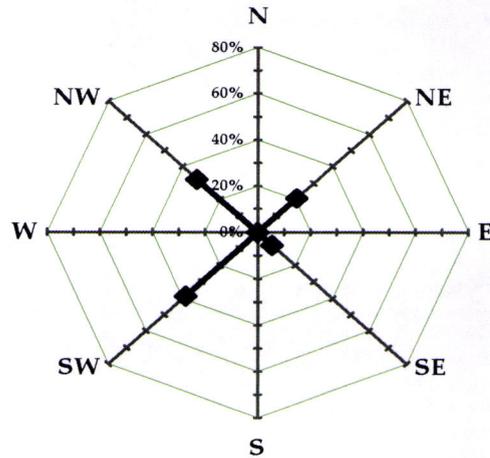


Figura 6.4: Distribuição de frequências da direcção do vento, em %, para o mês de Novembro de 2000 na Termoeléctrica do Barreiro ( $38^{\circ}40'382''N$ ;  $09^{\circ}03'00''W$ ).

#### 6.2.1.2 - Resultados do experimento numérico

Para avaliar qualitativamente o efeito da topografia na circulação atmosférica da região, as figuras a seguir foram obtidas através de simulações numéricas utilizando o RAMS, com inicialização heterogénea, assimilando dados da estação meteorológica e as reanálises do NCEP/NCAR para o período de Novembro de 2000. As figuras 6.5 ilustram a topografia gerada pelo modelo RAMS. Na figura 6.5a apresenta-se a topografia gerada para representar o domínio da segunda malha com resolução de 8 km, e na figura 6.5b a topografia da região de interesse a partir da terceira malha (2 km) utilizada para a análise da dispersão de poluentes com a localização da Termoeléctrica em Barreiro, distante cerca de 40km de Lisboa. A figura 6.5c apresenta a topografia em ponto de malha e a figura 6.5d, ilustra um perfil à latitude de  $38^{\circ}40'382''N$ , ambas para a resolução de 2 km.

Na figura 6.5a observam-se as características montanhosas de Portugal mais distintas no Norte do país, onde o relevo é mais acidentado, com elevações em torno de 1400 metros, destacando a Serra da Estrela e, em direcção ao sul, é caracterizado por terrenos mais uniformes com elevações médias em torno de 450 metros, além de elevações na ordem de 600 metros na região do Algarve. A topografia gerada pelo modelo na figura 6.5b, malha com maior resolução (2 km), permite observar com mais pormenor os contornos topográficos em torno da região de interesse, com elevação na ordem de 450 metros,

localizada aproximadamente a  $39.5^{\circ}\text{N}$  e  $9.25^{\circ}\text{W}$ , além de elevações na parte sudeste do domínio da malha e na região onde esta localizada a Termoelétrica do Barreiro, onde a altitude é da ordem de 60 metros, confirmado na figura 6.5c que apresenta a topografia em ponto de malha, além da proximidade com o rio Tejo.

O perfil na latitude  $38^{\circ}40'382''\text{N}$ , passando pela área de interesse (figura 6.5d) observa-se que a termoelétrica, na longitude  $9.05^{\circ}\text{W}$ , esta localizada numa região praticamente plana com uma altitude em torno de 60 metros em relação ao nível médio do mar, apresentando elevações acentuadas próximas, da ordem de 200 metros, crescendo a medida que se distancia da região de interesse. Observa-se ainda o limite entre o Oceano e o continente, em torno de  $9.6^{\circ}\text{N}$ . Ainda que não tão acentuada, a topografia pode induzir circulações, em situações de ventos calmos.

Os resultados que serão apresentados em seguida são correspondentes à malha 3 (resolução 2km). O campo médio simulado da direcção do vento para todo o período de Novembro de 2000 apresenta um escoamento predominante de SW na região de Barreiro (indicada pelo símbolo  $\Delta$ ) às 15:00HL (figura 6.6a) e de NW às 18:00HL (figura 6.6b), indicando uma boa concordância com as frequências observadas da direcção do vento nesta região como um todo, com coeficiente de correlação de 0,85 . A simulação indica que o efeito da topografia regional não influencia totalmente no entendimento do ciclo do vento na região de estudo, caracterizado por uma topografia relativamente plana em torno de 60 metros em relação ao nível do mar.

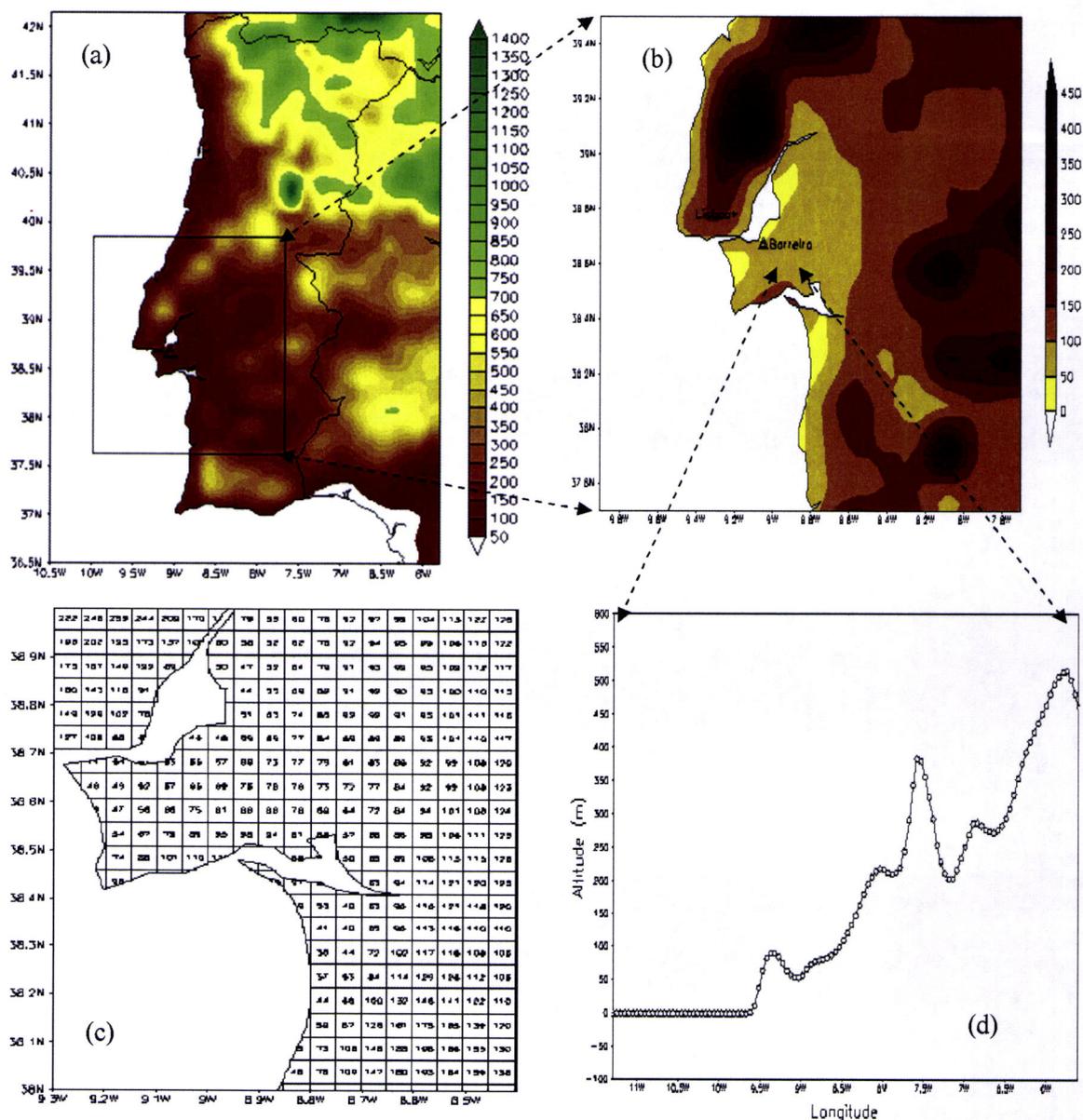


Figura 6.5: Topografia gerada pelo modelo RAMS para as resoluções de 8km (a) e 2km (b), valores de altitude para a malha com espaçamento de 2Km (c) e (d) perfil topográfico à latitude de 38°40'382''N para a região de Barreiro (indicada pelo símbolo Δ em (b)).

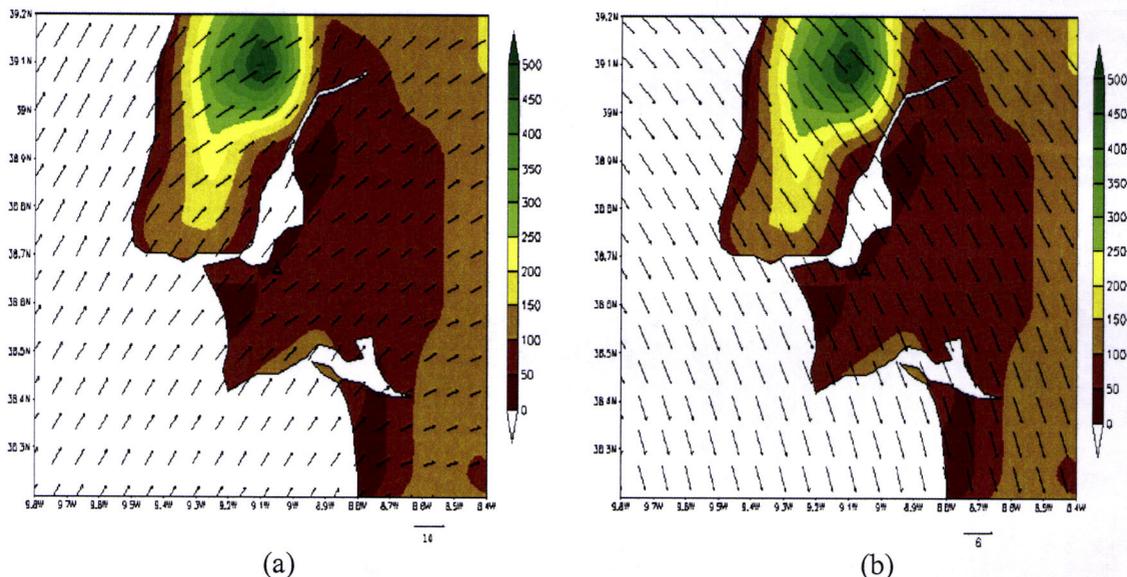


Figura 6.6: Campo médio do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ) e topografia gerada pelo modelo para a malha 3 (2 km) às 15:00HL (a) com velocidade média de  $10 \text{ m.s}^{-1}$  e 18:00HL (b) com média de  $6 \text{ m.s}^{-1}$ . A localização da Termoelétrica do Barreiro é indicada pelo símbolo  $\Delta$ .

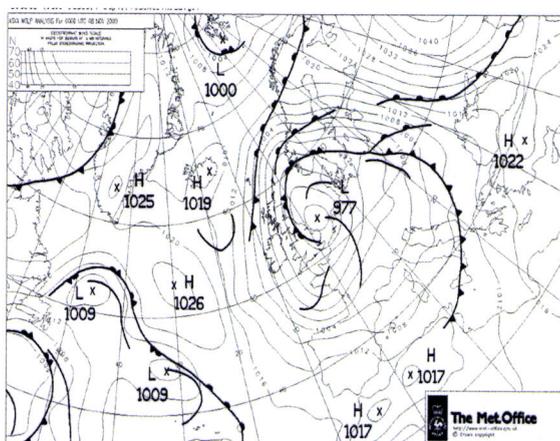
### 6.2.2 – Condições meteorológicas durante o período

Para a análise sinóptica foram utilizadas as imagens no infravermelho, obtidas pelo AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) a bordo dos satélites NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) canal 9, dados colectados na estação meteorológica do Barreiro, cartas sinópticas, campos de parâmetros atmosféricos provenientes do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), boletim meteorológico do Instituto de Meteorologia de Portugal e os resultados da simulação numérica utilizando o modelo RAMS para o evento de 09/11/2000.

As condições de tempo em Portugal Continental são condicionadas essencialmente pela posição geográfica do território em relação ao Oceano Atlântico e pela forma e disposição dos principais conjuntos montanhoso, que atravessam o país sensivelmente na direcção NW-SE. O território português está sujeito à passagem de superfícies frontais, normalmente provenientes de oeste, assim como a influência do anticiclone dos Açores e de centros de baixas e alta pressões de origem térmica. A presença do Atlântico influencia o estado de tempo em praticamente todo o território português, traduzindo-se à escala regional por circulação locais induzidas.

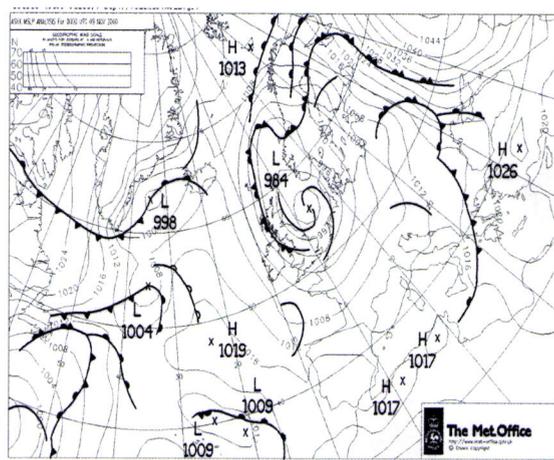
Em geral durante o mês de Novembro, a região é influenciada preferencialmente por sistemas frontais que mascaram os efeitos de circulação local e de mesoescala. Segundo Ferreira (1954) as condições meteorológicas associadas as frentes dependem de vários factores, entre eles, das características das massas de ar separadas pela superfície frontal, da velocidade de deslocamento da frente, da orientação da frente relativamente a costa. Segundo o autor, durante o Outono e por vezes na Primavera estabelece-se uma depressão, que vinda das latitudes altas, se torna estacionárias a oeste e junto da costa da Península Ibérica, provocando ventos fortes e precipitação abundante. A depressão a sul, vinda do noroeste de África ou da região Madeira-Canárias, dá origem ao “levante” na costa do Algarve, vento de Leste, moderado a forte, por vezes tempestuoso, nebulosidade variável com a época do ano e precipitações com trovoadas no Outono.

Segundo o boletim do Instituto de Meteorologia, em 08/11/2000, o estado do tempo em Portugal Continental foi condicionado por uma massa de ar frio pós-frontal, transportada na circulação conjunta de um anticiclone, localizado a sul dos Açores e que se estendeu em crista em direcção ao sul da Península Ibérica (PI) e de uma depressão centrada no mar do Norte. Na carta sinóptica das 00:00 UTC de 08/11/2000 (figura 6.7a) observa-se uma depressão centrada no mar do Norte, além de depressões na extremidade oeste do Oceano (com máximo de 1009 hPa), com centros de altas pressões no Norte de África, no centro do Atlântico e em Portugal Continental, onde a pressão se situa em torno de 1012 hPa. O vento foi em geral fraco de Oeste, com ocorrência de aguaceiros fracos e registo da descida da temperatura.

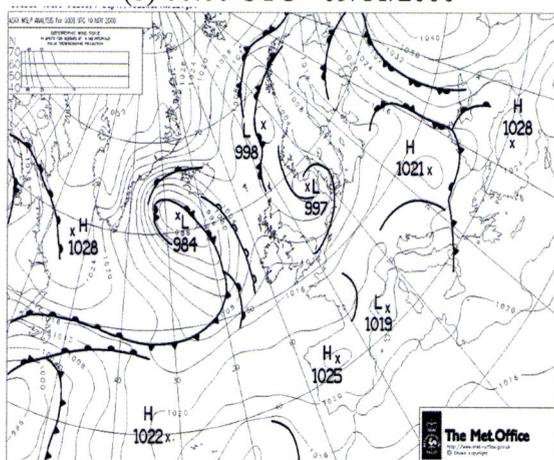


(a) 00:00 UTC - 08/11/2000

As imagens do AVHRR\_NOAA mostram nebulosidade em praticamente todo o domínio, principalmente sobre o Oceano e na faixa oeste da PI caracterizando uma intensa actividade convectiva em todo o continente português como pode ser observado às 16:35 UTC de 08/11/2000 (figura 6.8a). Decorridas 24 horas, a



(b) 00:00 UTC - 09/11/2000



(c) 00:00 UTC - 10/11/2000.

Figura 6.7: Cartas sinópticas para o período de 8 – 10 de Novembro de 2000.

09/11/2000, a situação sinóptica foi condicionada por um vale em altitude e por uma vasta região anticiclónica que se estendia desde o interior da Europa até à PI. Verifica-se na carta sinóptica (figura 6.7b) das 00:00 UTC, o deslocamento das depressões mais para o centro do Oceano, abrandando o anticiclone observado no dia anterior, com deslocamento dos anticiclones do Norte de África para o Mediterrâneo. Em Portugal há um aumento gradativo da pressão de aproximadamente 1016 hPa em função do deslocamento do anticiclone que estava no Oceano. O vento foi fraco, ocorrendo aguaceiros a norte do sistema montanhoso Montejunto – Estrela e neblinas ou nevoeiros matinais em alguns pontos do continente, registou-se ainda descida da temperatura mínima, segundo o boletim meteorológico.

Já às 12:56 UTC de 09/11/2000 (figura 6.8b) verifica-se que houve uma intensificação e quebra da nebulosidade observada a oeste da PI, permitindo que uma parte da nebulosidade, observada no horário anterior, seja deslocada atingindo o Norte e Centro do continente português, enquanto que e a outra parte esteja ao sul do domínio da imagem sobre o Oceano Atlântico mantendo uma nebulosidade média sobre o continente às 16:35 UTC (figura 6.8c) principalmente no Norte e Centro, além de intensa nebulosidade sobre o Oceano, a oeste da PI.

Este padrão também foi observado em 10/11/2000 com o anticiclone estendo-se desde a região dos Açores até a Itália, céu nublado em praticamente todo o continente português. A carta sinóptica às 00:00 UTC (figura 6.7c) mostra o anticiclone centrado sobre o continente e depressões sobre o Reino Unido e na extremidade norte do Atlântico inibindo o seu deslocamento pelo intenso anticiclone actuante.

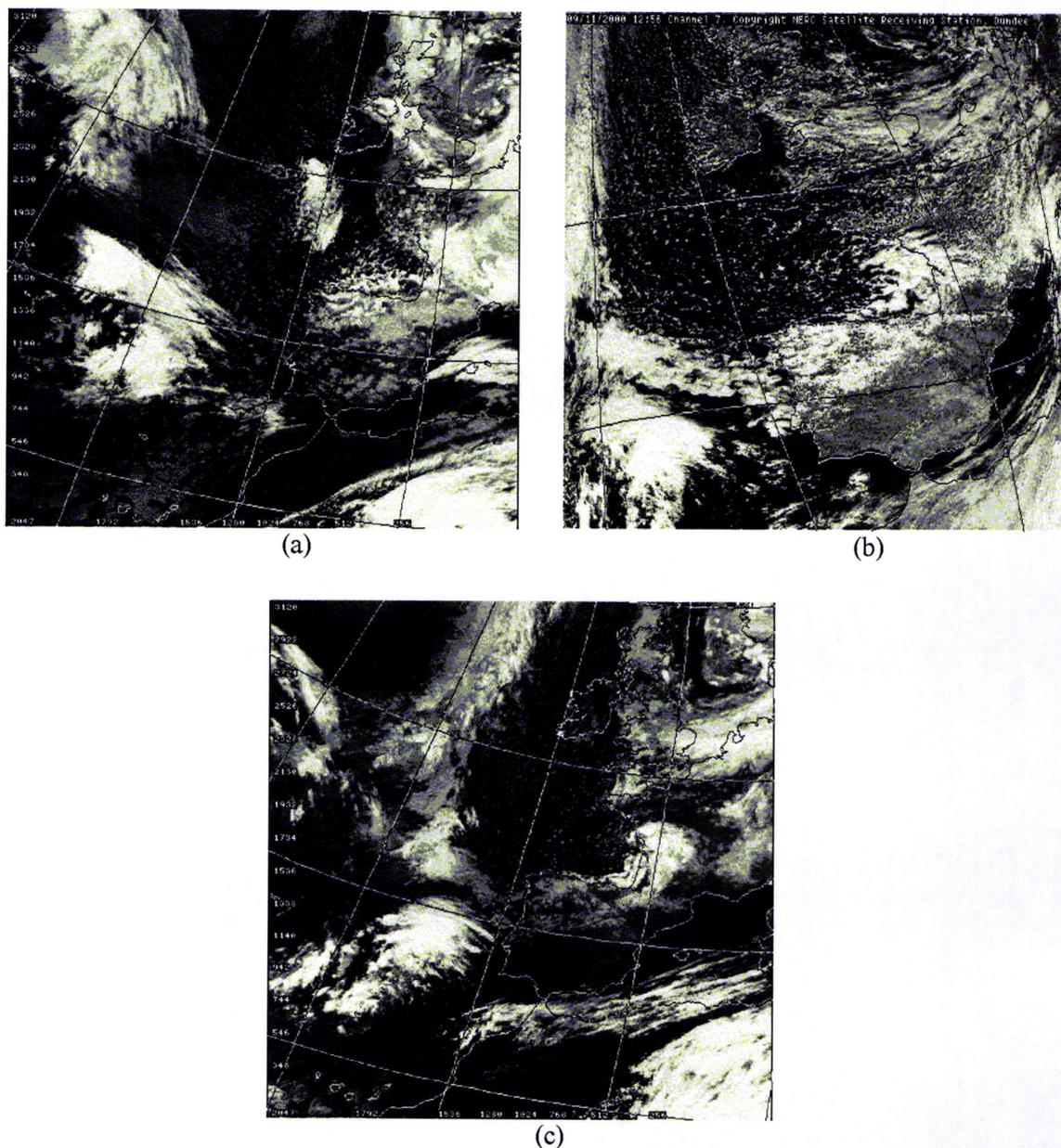


Figura 6.8: Imagens no infravermelho obtidas do AVHRR/NOAA no canal 9 para os seguintes horários e dias: (a) 16:35 UTC do dia 08/11/2000, (b) 12:56 UTC e (c) 16:35 de 09/11/2000.

Em termos de estrutura vertical, os campos que serão apresentados, correspondem aos campos da pressão (em hPa), humidade relativa (em %) e temperatura (em °C), com sobreposição da direcção do vento, aos níveis de 1000 hPa, 850 hPa e 500 hPa, respectivamente, através de um perfil longitudinal na latitude  $38^{\circ}40'382''N$ , para o período compreendido entre as 18:00 UTC de 08/11/2000 a 06:00 UTC 10/11/2000, descrevendo as condições meteorológicas próximo da longitude de  $9^{\circ}W$ .

No campo da pressão e vento aos 1000 hPa (figura 6.9a) o ambiente estava caracterizado

por um fluxo predominante de Nordeste para todo o período; aos 850 hPa (figura 6.9b) a direcção apresenta-se praticamente meridional excepto a partir das 18:00 UTC de 09/11/2000 que tornar-se de Este e aos 500 hPa (figura 6.9c) o fluxo é de Noroeste e em 10/11/2000 é de Sudoeste. A pressão para todos os níveis manteve-se praticamente constante, caracterizada por um sistema de alta pressão na ordem de 1020 hPa, o mesmo observado nas cartas sinópticas (figura 6.7) para todo o período.

A humidade relativa aos 1000 hPa (figura 6.9d) é em torno de 65%, com aumento significativo aos 850 hPa (figura 6.9e) de aproximadamente 80% e a partir das 18:00 UTC de 09/11/2000 tornar a ficar em torno de 65% que é proporcionado pela mudança na direcção do vento que era de Noroeste, transportando humidade do Oceano e depois muda de Nordeste, com o fluxo do interior do continente e aos 500 hPa (figura 6.9f) apresenta fluxo de Noroeste para todo o período, proporcionando a entrada de humidade do Oceano para o continente e desta forma, favorecendo no aumento gradativo, oscilando de 50% nos primeiros horários para em torno de 70% a partir de 06:00 UTC de 09/11/2000.

O campo da temperatura aos 1000 hPa (Figura 6.9g) mostra de um modo geral para todos os horários, temperaturas na ordem de 21 °C e em função do aumento da humidade relativa verificada aos 850 hPa (ver figura 6.9h) verifica-se um decréscimo da temperatura, mantendo-se em torno de 12.5 °C e aos 500 hPa o ambiente é caracterizado por um resfriamento, com fluxo do Oceano e temperaturas na ordem de -8 °C, como pode ser observado na figura 6.9i.

A figura 6.10 (a,b,c,d) ilustram os resultados das variações temporais da direcção (em graus) e velocidade do vento ( $m.s^{-1}$ ), humidade relativa (em %) e temperatura (em °C) para a malha de maior resolução (2 km) simulados pelo RAMS e foram comparadas com os dados de superfície da estação meteorológica localizada na estação Termoeléctrica do Barreiro.

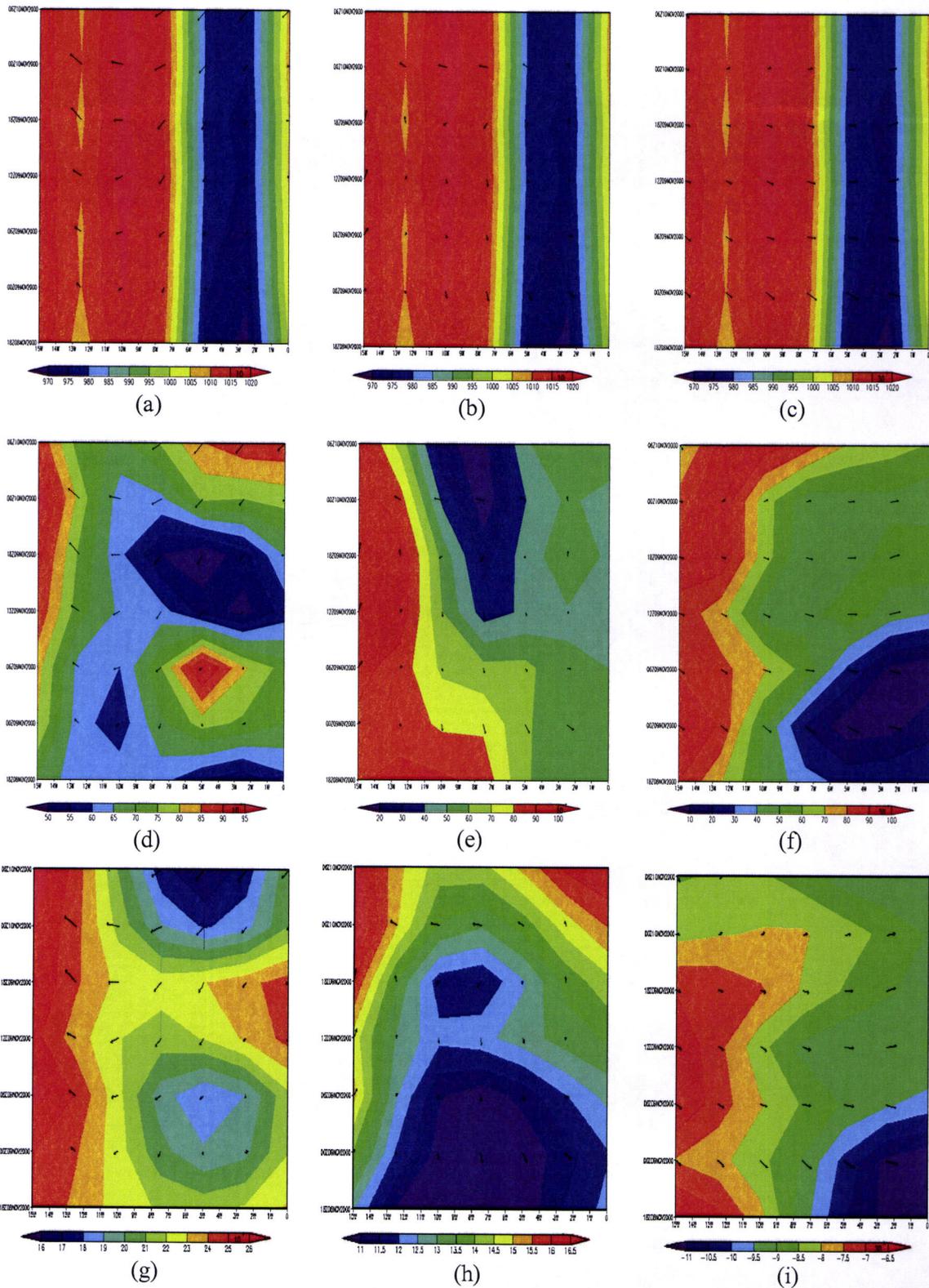


Figura 6.9: Diagramas de Hovmöller à latitude de  $38^{\circ}\text{N}$  para o período das 18:00 UTC de 08/11/2000 a 06:00 UTC de 10/11/2000 para as seguintes variáveis: pressão e vento aos 1000 hPa (a), 850 hPa (b) e 500 hPa (c), humidade relativa e vento aos 1000 hPa (d), 850 hPa (e) e 500 (f), temperatura e vento aos 1000 hPa (g), 850 hPa (h) e 500 hPa (i).

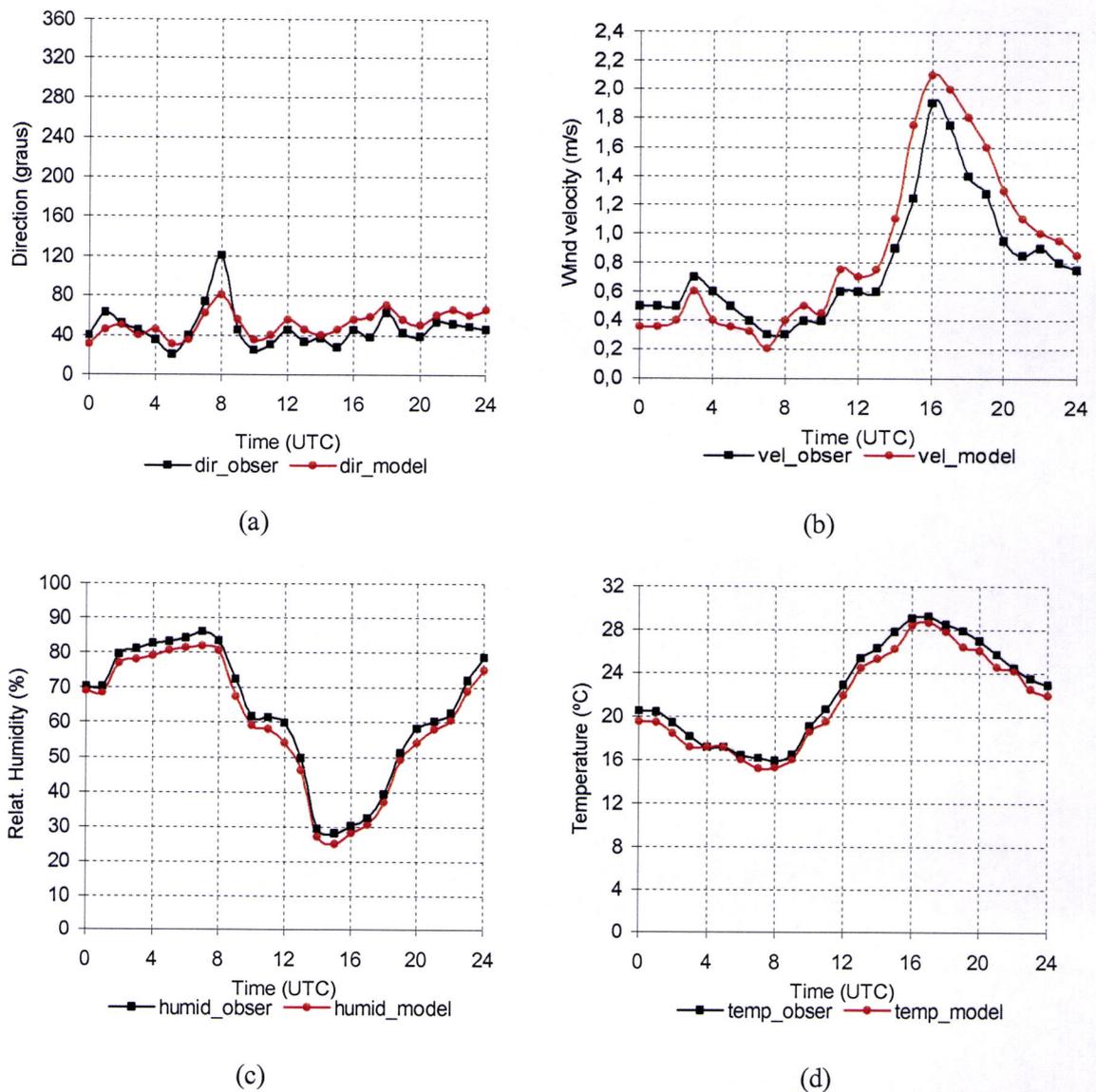


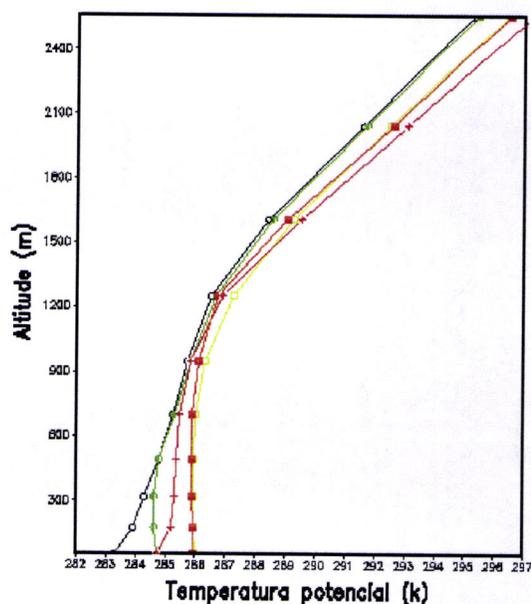
Figura 6.10: Variações temporais observadas e modeladas da direcção (a) velocidade do vento (b), humidade relativa (c) e temperatura (d), respectivamente, para o evento de 09/11/2000 no Barreiro (09°03'W; 38°40'38"N).

A figura 6.10a apresenta a evolução temporal da direcção do vento simulada e observada, e verifica-se uma variação praticamente uniforme da direcção observada na região de Nordeste para todo o período, excepto às 08:00 UTC que apresenta direcção de Sudeste. A direcção do vento modelada acompanha a curva do observado, com vento de Nordeste, apesar de está subestimando para o início da simulação e a partir 09:00 UTC começa a sobrestimar os valores durante às 24 horas simuladas e desta forma, mostra uma boa concordância em relação ao observado, com coeficiente de correlação de 0.83. Em relação à velocidade do vento (figura 6.10b), nota-se que o comportamento é similar a da

direcção do vento, com valores modelados subestimando o início da simulação e a partir das 08:00 UTC os valores são sobrestimados, apesar do modelo numérico acompanhar a curva do observado e correlação de 0.85. Observa-se uma óptima correlação de fase na humidade relativa (figura 6.10c) e temperatura (figura 6.10d) ou seja, os seus valores crescem e diminuem simultaneamente, embora os valores modelados estejam subestimando alguns valores observados em torno de 1.5 °C para a temperatura e 5% para a humidade relativa com coeficiente de correlação de 0.89 e 0.88, respectivamente.

Uma das variáveis importantes para o estudo da dispersão de poluentes é determinar a altura da Camada Limite Planetária (CLP) e a sua evolução temporal. A altura da CLP convectiva, definida como a base da primeira inversão, pode ser estimada através de diferentes métodos e, entre os mais utilizados, utiliza-se o perfil de temperatura potencial, o perfil da razão de mistura ou através do perfil da energia cinética turbulenta (ECT). As simulações realizadas como o RAMS mostram, na figura 6.11 (a,b,c) os perfis de temperatura potencial, razão de mistura e humidade relativa, respectivamente para os seguintes horários: 06:00, 09:00, 12:00, 15:00 e 18:00 UTC centradas nas coordenadas 09°03'W; 38°40'38"N.

O comportamento do perfil da temperatura potencial esta intimamente relacionado com o conceito de estabilidade estática, ou seja, um arranjo do fluido em que a porção mais leve fica acima da porção mais pesada. No caso do fluido ser incompressível, onde cada partícula conserva sua densidade, o critério de estabilidade estática consiste essencialmente em comparar a densidade da partícula com a do seu meio ambiente. Assim, na figura 6.11a a temperatura

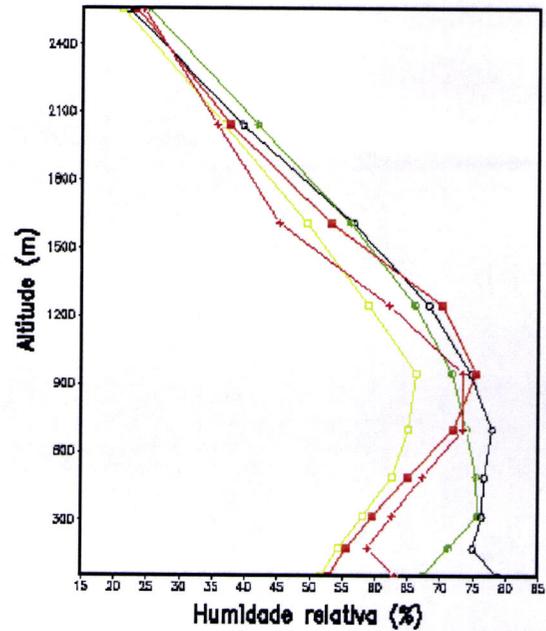


(a)

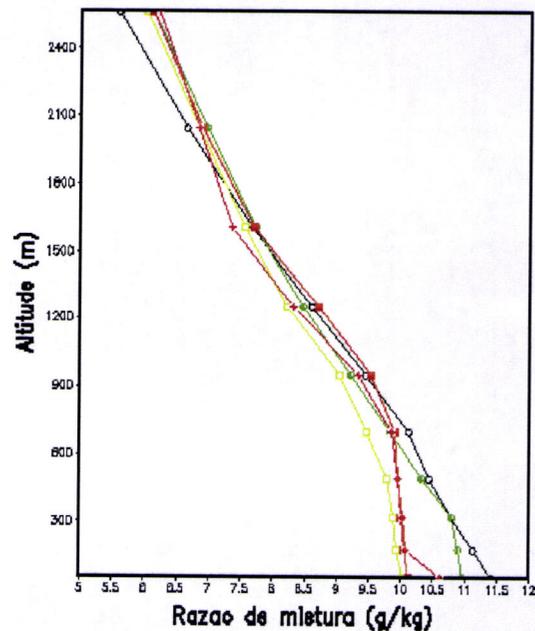
potencial é constante próximo da superfície até aproximadamente 1000 metros e, então à medida que se ascende na atmosfera, a temperatura potencial cresce com a altura tornando-se estavelmente estratificada em altitude, para todos os horários observados, com um valor máximo de 286 K às 09:00 e 12:00 UTC e mínimo em torno de 283 K às 18:00 UTC.

O perfil da humidade relativa (figura 6.11b) apresenta uma variação acentuada à superfície para todo o período analisado. Observa-se que às 09:00 e 12:00 UTC o comportamento da humidade é similar, da ordem de 55%, indicando um ambiente seco e à medida que transcorre o dia, os valores à superfície aumentam atingindo um máximo de cerca de 80% já no final do dia; em altitude os valores crescem proporcionando um ambiente saturado, excepto às 18.00 UTC, quando se observa uma ligeira diminuição nos primeiros níveis da atmosfera e em seguida, acompanha a curva dos demais horários. Em torno de 1000 metros verifica-se o decréscimo da humidade relativa para todos os horários. A figura 6.11c mostra o perfil da razão de mistura para os mesmos horários e através deste parâmetro é possível verificar a altura da camada de mistura para o evento analisado.

Observa-se que há um aumento gradual de razão de mistura durante o dia, com máximo às 18:00 UTC na ordem de  $11,5 \text{ g.kg}^{-1}$  e em altitude, há uma camada de mistura efectiva



(b)



(c)

Figura 6.11: Perfis verticais simulados pelo RAMS para o evento de 09/11/2000. As cores indicam os respectivos horários: róseo (06:00 UTC), vermelho (09:00 UTC), amarelo (12:00 UTC), verde (15:00 UTC) e preto (18:00 UTC).

em torno de 1000 metros, que corresponde ao nível máximo de disponibilidade de humidade relativa, e à medida que ascende há um decréscimo da razão de mistura.

No comportamento da evolução temporal da energia cinética turbulenta (ECT), em  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ , simulado pelo RAMS (figura 6.12a) verifica-se um substancial crescimento de energia com o tempo principalmente a partir das 12:00 até às 15:00 UTC, atingindo uma altitude de aproximadamente 500 metros e mantendo-se o crescimento após as 18:00 UTC, alcançando uma altura próxima dos 1000 metros; começa então a decrescer, destacando-se uma intensa actividade turbulenta entre os 300 e 400 metros e este comportamento pode estar associado a movimentos convectivos dentro das nuvens, que apresentam o mesmo máximo para o horário, como pode ser observado no campo do conteúdo de água líquida da nuvem.

A variação temporal do conteúdo de água líquida da nuvem para o evento de 09/11/2000, em  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ , simulado pelo RAMS é apresentada na figura 6.12b e observa-se que o modelo simulou nuvens atingindo topos em torno de 900 metros e posteriormente decresce acima de 1000 metros para todo o período analisado, com um crescimento a partir das 12:00 UTC e atingindo o máximo após às 18:00 UTC, da ordem de  $0,27 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ , caracterizando um ambiente saturado como observado no perfil da humidade relativa.

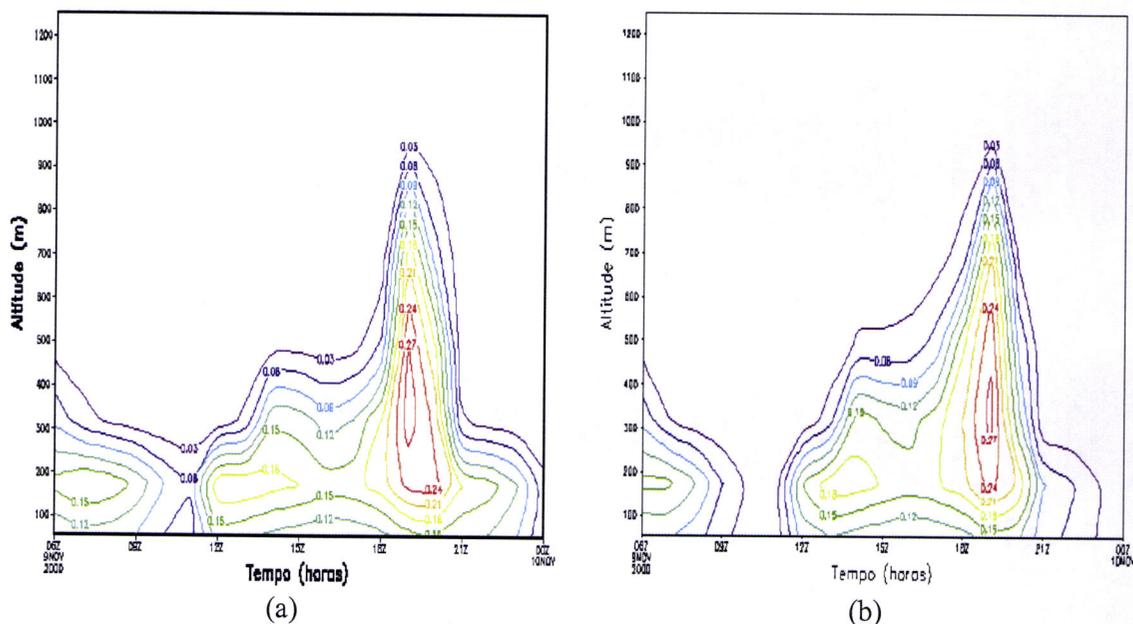


Figura 6.12: Evoluções temporais simuladas pelo RAMS da energia cinética turbulenta (ECT) em  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  (a) e do conteúdo de água líquida em  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$  (b) para o evento de 09/11/2000.

### 6.2.3 - Resultados da dispersão do PM<sub>10</sub>

A emissão do poluente é dada de forma contínua, através de uma fonte pontual a uma taxa de  $154.15 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ , supondo uma taxa de emissão de  $5 \mu\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$  constante durante 15 horas, com altura da chaminé de 105 metros, cedidos pela Estação Termoeléctrica localizada no Barreiro. Nesta simulação, o poluente foi considerado inerte, não sendo removido da atmosfera, nem depositado à superfície. As figuras 6.13 apresentam a evolução temporal dos campos superficiais de concentração do PM<sub>10</sub>, com sobreposição do campo do vento a intervalos de 2 horas, nos seguintes horários: 09:00, 11:00, 13:00, 15:00, 17:00, 19:00, 21:00 e 23:00 UTC para o dia 09/11/2000.

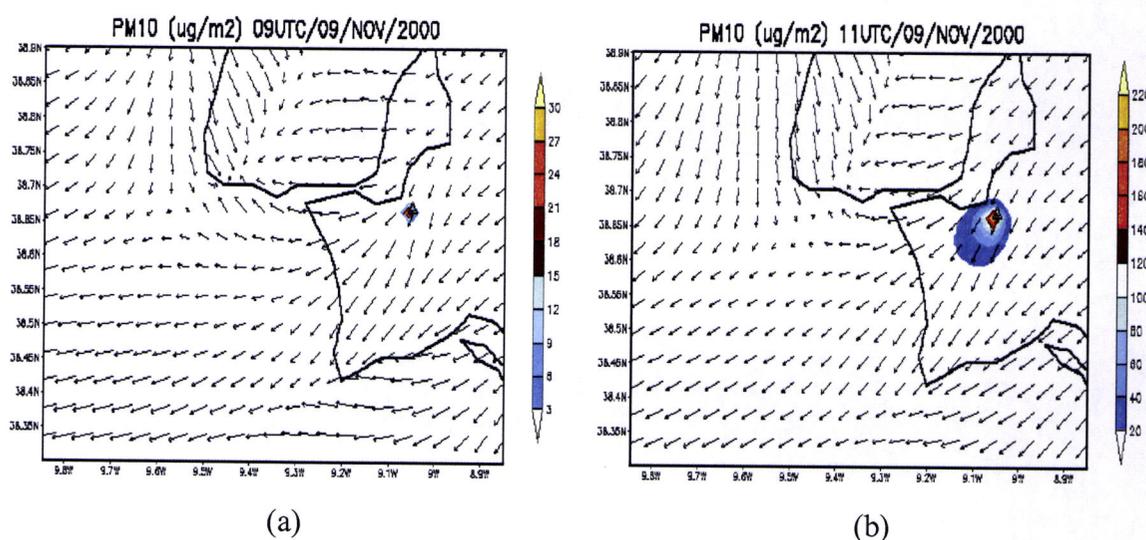
Observar-se de modo geral que não há influência significativa do efeito topográfico na região em estudo (ver figura 6.5b) na dispersão de poluentes de forma que o comportamento da pluma é dado em função das condições meteorológicas em meso e larga escalas, apresentando, durante o período escoamento, oscilações entre os quadrantes Nordeste e Este, com velocidade do vento médio, em geral fraco, entre 1 e 2  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Às 09:00 UTC (figura 6.13a) com a introdução da fonte emissora de poluentes, há uma significativa concentração do poluentes próximo à fonte, com vento predominantemente de Nordeste e velocidade do vento fraco da ordem de 1  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ .

No horário das 11:00 UTC (figura 6.13b) observa-se a formação de uma pluma expressiva com núcleos de concentração máxima posicionados nas áreas próximas à fonte com valores da ordem de  $220 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ ; apesar de ventos relativamente fracos, há um deslocamento gradual da pluma acompanhando a direcção preferencial do vento, de Nordeste. Às 13:00 UTC (figura 6.13c) o escoamento apresenta uma ligeira inclinação na direcção do vento, mas mantém-se de Nordeste, apesar da velocidade do vento ser relativamente fraca em torno de 1  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , a pluma sofre um alongamento para Nordeste, acompanhando a direcção do vento e às 15:00 UTC (figura 6.13d) o índice de concentração aumenta em relação aos horários anteriores com máximo na ordem de  $270 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$  que associada a ventos com velocidade na ordem de 2  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , a pluma sofre um alongamento, com fluxo praticamente zonal em direcção predominante para o Oceano Atlântico.

Já às 17:00 UTC (figura 6.13e) observa-se que a concentração do poluente expande,

atingindo um domínio de malha maior, com a pluma cobrindo uma grande parte da área do domínio da Estação Termoeléctrica e uma parte do litoral sul da região de Lisboa, mantendo seu deslocamento predominante para o Oceano com fluxo praticamente zonal, transportando uma certa quantidade de poluentes com concentrações nessas áreas em torno de  $60 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$  e próximo a fonte, a um crescimento considerável na concentração máxima do poluente para todos os horários, atingindo um valor na ordem de  $300 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ .

Há um alongamento significativo da pluma por volta das 19:00 UTC, como pode ser observado na figura 6.13f, atingindo distâncias maiores quando observado para os horários anteriores em direcção ao Oceano, mantendo um fluxo praticamente zonal de Este, atenuando a influência da pluma na parte sul da região do litoral de Lisboa. Às 21:00 UTC (figura 6.13g) a pluma sofre um alongamento de Nordeste, acompanhando a direcção preferencial do vento, atingindo grande distância sobre o Oceano; em torno da longitude  $9.6^\circ\text{W}$ , observa-se ainda uma significativa melhoria na qualidade do ar na região da costa sul de Lisboa e às 23:00 UTC a pluma oriunda da Estação Termoeléctrica em Barreiro mantém o alongamento no sentido NE-SW observado no horário anterior, com direcção predominante de Nordeste, se deslocando para o Oceano, decaindo em sua expansão e desta forma melhorando a qualidade do ar na região de Almada com concentrações máximas na ordem de  $240 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$  e mínima, de cerca de  $30 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$  sobre o Oceano, como pode ser observado na figura 6.13h.



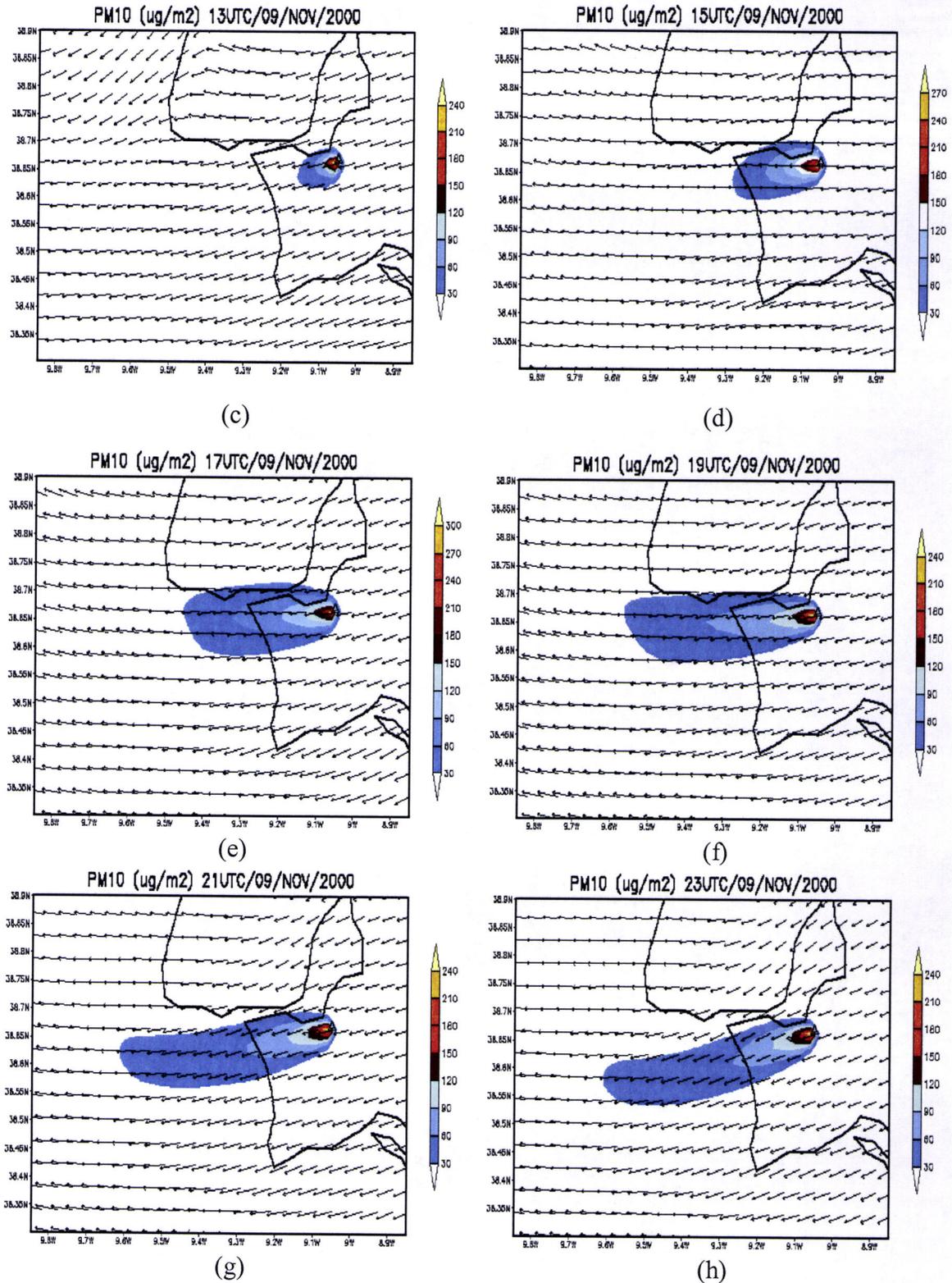


Figura 6.13: Evolução temporal da dispersão da concentração do material particulado ( $\text{Pm}_{10}$ ), em  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$  com o campo médio da direcção do vento ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) a nível de 105 metros acima da superfície, simulado pelo RAMS/HYPACT para o evento de 09/11/2000. A localização da Termoeléctrica de Barreiro é indicada pelo símbolo  $\Delta$ .

## 7. Acoplamento dos modelos CATT-BRAMS

---

Neste capítulo serão discutidos a metodologia, dados e os resultados obtidos a partir do acoplamento dos modelos numéricos CATT-BRAMS (Coupled Aerosol and Tracers Transport model to the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) para analisar o transporte e dispersão de poluentes atmosféricos inertes emitidos pelos incêndios florestais que ocorreram durante a onda de calor que afectou Portugal Continental no Verão de 2003.

### 7.1 - Descrição do modelo CATT-BRAMS

O modelo atmosférico CATT-BRAMS (Coupled Aerosol and Tracers Transport model to the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System, Freitas et al., 2005) é um modelo 3D euleriano que prognostica a concentração de contaminantes atmosféricos de forma simultânea e totalmente consistente com o estado atmosférico simulado pelo RAMS/BRAMS. Este procedimento rivaliza com a forma tradicional dos modelos de química da atmosfera, nos quais o transporte é feito 'off-line' usando os dados atmosféricos (dinâmicos e termodinâmicos) gerados previamente e armazenados em discos. As principais vantagens deste procedimento devem-se ao facto de permitir ter o prognóstico simultâneo do estado atmosférico, dos pontos de vista meteorológico e da qualidade do ar e permitir o estudo da interacção ou da retro-alimentação entre o contaminante e a própria atmosfera (como no caso dos aerossóis libertados em incêndios e do seu forçamento radiativo).

O BRAMS é derivado do modelo RAMS, versão 5.0, com inovações tais como, módulo de inicialização da humidade do solo (Gevaerd e Freitas, 2003), parametrização de cumulus rasos e profundos, baseada no formalismo do fluxo de massa e com a técnica de 'ensembles' (Grell, 1993; Grell e Devenyi, 2002, apêndice 2). Assim, as parametrizações dos efeitos da convecção húmida e profunda levam em consideração a subsidência do

ambiente (advecção) e o arrastamento “*updraft*” e “*downdraft*” de massa. O transporte “*updraft*” carrega as massas de ar poluídas da Camada Limite Atmosférica (CLA) para a alta troposfera, enquanto que o “*downdraft*” age trazendo ar mais limpo da média troposfera para a CLA (Freitas et al., 2005). O transporte de convecção rasa actua somente para transportar as partículas de aerossóis e gases da CLA para a baixa troposfera.

A remoção húmida convectiva (dentro e abaixo da nuvem) para material particulado é parametrizada conforme Berge (1993), que considera a probabilidade do aerossol ser absorvido pela gotícula da nuvem, taxa de precipitação, conteúdo de água líquida e a espessura da camada do modelo. Os processos de advecção na escala da malha e de transporte turbulento na CLA seguem as parametrizações do modelo atmosférico RAMS. Há ainda uma parametrização adicional da radiação, que considera a interação entre partículas de aerossol e radiação solar e terrestre (Toon et al., 1988), além da implementação da difusão e absorção do aerossol, calculada com o código de Mie para esferas estratificadas (Toon e Ackerman, 1981).

Do ponto de vista da dinâmica, o modelo resolve a seguinte equação para o prognóstico da razão de mistura  $s$  ( $=\rho/\rho_{ar}$ ) do traçador:

$$\frac{\partial s}{\partial t} = \left( \frac{\partial s}{\partial t} \right)_{adv} + \left( \frac{\partial s}{\partial t} \right)_{CLA\ turb} + \left( \frac{\partial s}{\partial t} \right)_{conv\ rasa} + \left( \frac{\partial s}{\partial t} \right)_{conv\ profunda} + W + R + Q, \quad (7.1)$$

os símbolos significam:

- $\frac{\partial s}{\partial t}$ , a tendência local,
- *adv*, a contribuição devido a advecção na escala da malha,
- *CLA turb*, transporte turbulento de sub-malha na camada limite planetária (CLA),
- *conv rasa*, transporte de sub-malha associado às circulações convectivas húmidas e rasas (não-precipitantes),
- *conv profunda*, transporte de sub-malha associado às circulações convectivas húmidas e profundas,

- $W$ , deposição húmida de material solúvel,
- $R$ , termo sumidouro associado à deposição seca e/ou transformação química,
- $Q$ , o termo fonte associado às emissões.

A razão de mistura é, então, prognosticada usando um esquema avançado no tempo e, normalmente, a condição de fronteira é a de fluxo de massa advectivo constante no tempo quando dirigido para dentro do domínio espacial. O termo sumidouro descreve a remoção e/ou transformação química, por meio do termo de vida-média do contaminante em questão e é dado pela seguinte expressão:

$$R = -\frac{S}{\gamma} \quad (7.2)$$

$\gamma$  é a vida média em segundos do escalar  $S$ , que é de 30 dias para o monóxido de carbono (CO) (Seinfeld e Pandis, 1998) e em torno de 6 dias para o material particulado (Kaufman, 1995).

O modelo de emissão desenvolvido por Freitas (1999) é utilizado na estimativa das emissões de monóxido de carbono (CO) e do material particulado com diâmetro menor que  $2.5\mu\text{m}$  ( $\text{PM}_{2.5}$ ) em função da localização dos focos de queimadas detectados via detecção remota. Neste modelo é possível estimar a quantidade emitida de uma dada espécie química ( $\eta$ ) durante o processo de combustão da biomassa. A emissão é parametrizada em função do factor de combustão ( $\beta_{veg}$ ), que fornece a percentagem de biomassa efectivamente queimada; da fracção de biomassa acima do solo ( $\alpha_{veg}$ ); do factor de emissão da espécie (EF), que indica a quantidade total de combinações genéricas emitidas em termos do total de biomassa consumida ( $a_{fire}$ ) para um dado tipo de vegetação dada pela equação:

$$M^{(\eta)} = \alpha_{veg} \beta_{veg} EF_{veg}^{(\eta)} a_{fire} \quad (7.3)$$

O tipo de vegetação ardida é obtido do mapa de vegetação do IGBP 2.0 (International Geosphere-Biosphere Programme 2.0) com resolução de 1km. Este procedimento é feito devido ao facto que dentro de uma célula de malha do modelo existem diferentes tipos de biomassa em processo de combustão. O termo fonte associado à emissão urbana e

tecnológica é prescrito seguindo a base de dados EDGAR (Emission Database for Global Atmospheric Research, Olivier, 2002), enquanto que para emissões de incêndios, se segue o procedimento descrito em Freitas (1999), combinando a assimilação de produto de detecção de focos de calor por detecção remota com dados observados de emissão por combustão de biomassa. Para cada fogo detectado por detecção remota, a massa de emissão do traçador é calculada e sua emissão no modelo segue o ciclo diurno da queima. A parametrização do termo fonte de emissão de queimadas é dada pela seguinte equação:

$$Q^{(\eta)} = \frac{r(t)}{\rho_0 \Delta V} \sum_{\substack{\text{fires} \in \\ \text{Grid\_Box}}} M^{(\eta)} \quad (7.4)$$

$r(t)$  é uma função gaussiana que define o ciclo diurno da emissão,  $\rho_0$  é a densidade do ar no estado de referência,  $\Delta V$  é o volume da primeira célula física de malha (corresponde ao segundo nível vertical do modelo atmosférico) e  $M^{(\eta)}$  é a massa que é calculada para todos os fogos que estão dentro da célula de malha do modelo. Uma descrição completa dos termos das equações 7.1, 7.2, 7.3 e 7.4 são dadas em Freitas, 1999, Freitas et al., 2000 e Freitas et al., 2005.

A parametrização de fontes emissoras para CO e PM<sub>2.5</sub> assume que o fogo pode ser basicamente dividido nas fases ‘*flaming*’ e ‘*smoldering*’ devido a pequena quantidade de material emitido durante a ignição e extinção. A tabela 7.1 apresenta um resumo dos factores de emissão para a fase ‘*flaming*’ e ‘*smoldering*’ obtidos por Ward et al., (1992) e combinando com as densidades de biomassa queimada ( $\beta B_\alpha$ ) na tabela 7.2, pode-se compor a quantidade de emissão do composto  $\eta$  por área queimada na floresta média (FM), considerando que cada uma das fases da emissão contribui em 50%:

$$\langle \beta B_\alpha \Xi_f^{(\eta)} \rangle_{FM} = \frac{1}{2} \sum_{i=SF,PF} (\beta B_\alpha)_i \left[ \frac{1}{2} \sum_{j=flam,smold} (\Xi_f^{(\eta)})_j \right]_i \quad (7.5)$$

o índice  $j$  se refere às fases ‘*flaming*’ e ‘*smoldering*’,  $i$  se refere aos tipos de florestas (SF: floresta secundária e PF: floresta primária),  $(\Xi_f^{(\eta)})$  é o factor de emissão para o composto  $\eta$ , que fornece directamente a quantidade de emissão de um dado composto

químico em função da quantidade de biomassa queimada. A tabela 7.3 apresenta as taxas de emissão por área queimada para os compostos.

Tabela 7.1: Média dos factores de emissão (Fonte: Ward et al., 1992)

| Tipo de Floresta | Composto $\eta$   | Factor de Emissão ( $g[\eta]/kg$ ) |           |
|------------------|-------------------|------------------------------------|-----------|
|                  |                   | 'Smoldering'                       | 'Flaming' |
| PF               | CO                | 147.0                              | 112.0     |
|                  | PM <sub>2.5</sub> | 7.9                                | 6.8       |
| SF               | CO                | 99.0                               | 83.5      |
|                  | PM <sub>2.5</sub> | 8.2                                | 10.2      |

Tabela 7.2: quantidade de biomassa acima do solo e fracção efectivamente queimada em regiões de floresta (Fonte: Ward et al., 1992)

| Tipo de Floresta | Biomassa acima do solo ( $kg.m^{-2}$ ) | Factor de combustão |
|------------------|--|---------------------|
| Secundária - SF  | 12.14                                  | 42.87%              |
| Primária - PF    | 29.24                                  | 52.56%              |

Tabela 7.3: Parametrização da taxa de emissão de um composto por unidades de área queimada em floresta.

| Composto $\eta$   | Taxa de emissão de $\eta$ por unidade de área queimada (equação 3.7). Unidade: $g[\eta]m^{-2}$ |
|-------------------|--|
| CO                | 1240.9   |
| PM <sub>2.5</sub> | 593.5  |

A quantidade total de um composto emitido pode ser obtida a partir do conhecimento da área total queimada em um dado evento. Os mapas de queimadas são assimilados pelo modelo BRAMS e interpolados para os pontos de malha. Primeiro cada posição de foco ( $lon, lat$ ) é transformada em coordenadas do modelo ( $x, y$ ) (polar-estereográficas) e, então, é determinado qual ponto de malha ( $i, j$ ) está mais próximo da posição do foco, a este ponto é acumulado 1 para o campo  $NF(i, j)$ . Ao final do procedimento, se obtém, o numero de focos  $NF(i, j)$  de fogo em cada ponto de malha. Sobrepondo-se os mapas de queimadas assimiladas com o mapa de vegetação, define-se um mapa de distribuição de área e tipo de biomassa queimada por ponto de malha dada por:

$$A_q(i, j) = A_{qf} NF(i, j) \quad (7.6)$$

$NF(i, j)$  é o número de focos de incêndios observados e interpolados para o ponto de malha  $(i, j)$  e  $A_q(i, j)$  é a área queimada total dentro de célula definida por  $(i, j)$ . Na prática, um procedimento vectorial da quantidade  $A_q(i, j)$  é realizado para diminuir custo computacional.

As fontes são espaciais e temporalmente distribuídas e assimiladas diariamente de acordo com as manchas da queima da biomassa definidas por observações de satélite. Para este trabalho o procedimento utilizou os mapas de incêndios observados pelo sensor MODIS (*MODerate – resolution Imaging Spectroradiometer*) para implementar a posição da emissão e dos números de focos de incêndios que ocorreram na Europa. O registo da fonte de emissão dos fogos que aconteceram na Europa foi obtido com a assimilação dos dados de fogos derivados a partir de medidas do MODIS e das posições geográficas dos incêndios, combinado com a estimativa de área ardida em campos observados de combustão e factores de emissão. Os dados utilizados foram obtidos a partir das informações de área ardida fornecida nos relatórios da Direcção Geral das Florestas (DGF) e da Comunidade Europeia (EU). Para obter a área queimada por foco, foi dividido a área queimada pelo número de focos. Assim as emissões foram construídas para cada dia e assimiladas ao longo da simulação.

O sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA, a uma altitude de aproximadamente 705 km, circula em torno do globo terrestre 16 vezes ao dia de pólo a pólo com medidas em 36 bandas espectrais (0,41 - 14 $\mu$ m) em três diferentes resoluções espaciais (250m, 500m e 1km), com capacidade de produzir duas imagens globais diárias, estimando a taxa de emissão de energia radiativa do fogo, a detecção dos incêndios e a fracção de biomassa que é queimada na fase de combustão sem chamas. A ênfase das medidas do sensor é nas aplicações da queima de biomassa, em particular na determinação das propriedades ópticas e físicas de nuvens a partir das medidas de reflexões espectrais e emissão termal.

Os algoritmos para detecção remota de aerossóis sobre a superfície e oceano não são iguais devido às diferenças na reflectância espectral da camada semitransparente do aerossol. Os canais espectrais do MODIS utilizados na análise de partículas de aerossóis

são os canais 0,47; 0,66; 2,1 e 3,8 $\mu\text{m}$  (Kaufman e Tanré, 1998). Os dois últimos canais são utilizados para a determinação da reflectância na superfície.

Sobre a superfície, o aerossol via detecção remota origina-se da relação entre a radiância medida no topo da atmosfera  $\rho^*$  (dada em unidade de reflectância aparente:  $\rho^* = \pi L / F_0 \mu_0$ , onde L é a radiância no topo da atmosfera,  $F_0$  é o fluxo solar extra-terrestre e  $\mu_0$  é o co-seno do ângulo zenital solar) e as propriedades de reflectância da superfície bidirecional  $\rho(\theta, \theta_0, \phi)$ :

$$\rho^*(\theta, \theta_0, \phi) = \rho_a(\theta, \theta_0, \phi) + F_a(\theta_0) T(\theta) \rho(\theta, \theta_0, \phi) / (1 - s\rho') \quad (7.7)$$

$\theta$  é o ângulo de visada,  $\theta_0$  é o ângulo zenital solar,  $\phi$  é o azimute da radiação espalhada,  $\rho_a(\theta, \theta_0, \phi)$  é o caminho óptico da radiância,  $F_a(\theta_0)$  é o fluxo total descendente normalizado para reflectância zero da superfície, equivalente a transmissão total descendente,  $T(\theta)$  é a transmissão total ascendente na direcção do ângulo de visada do satélite,  $s$  é a taxa de retro-espalhamento atmosférico e  $\rho'$  é a reflectância da superfície medida nos ângulos de visada e iluminação. Na aproximação de espalhamento simples, o caminho óptico da radiância é dado por:

$$\rho_a(\theta, \theta_0, \phi) = \rho_m(\theta, \theta_0, \phi) + \omega_0 \tau_a P_a(\theta, \theta_0, \phi) / (4\mu\mu_0) \quad (7.8)$$

que é proporcional à espessura óptica atmosférica ( $\tau_a$ ), a função de fase de espalhamento do aerossol  $P_a(\theta, \theta_0, \phi)$  e albedo simples ( $\omega_0$ ).  $\rho_m(\theta, \theta_0, \phi)$  é o caminho óptico da radiância devido ao espalhamento molecular,  $\mu$  e  $\mu_0$  são os co-senos dos ângulos de visada e iluminação, respectivamente.

O algoritmo de detecção remota sobre a superfície para o MODIS é descrito como segue:

- Determinação da presença de *pixels* escuros, isto é, que reflectem pouca radiação (tais como vegetação e alguns tipos de solo, especialmente solo húmido) nos comprimentos de onda do vermelho (0,60 – 0,68  $\mu\text{m}$ ) e do azul (0,60 – 0,68  $\mu\text{m}$ ). Esta determinação utiliza as reflectâncias medidas via detecção remota nos canais infravermelho próximo (2,1 e 3,8  $\mu\text{m}$ );

- Espessuras ópticas preliminares e o caminho óptico do espalhamento simples ( $L_p = \omega_0 \tau_a P_a$ ) em 0,47 e 0,66  $\mu m$  são obtidos utilizando as reflectâncias observadas pelo satélite ( $\rho^*_{0,47}$  e  $\rho^*_{0,66}$ ) e da superfície ( $\rho_{s0,47}$  e  $\rho_{s0,66}$ );
- Para cada célula de malha é feita uma suposição sobre que tipo de aerossol é provavelmente dominante naquela localização e época do ano. A decisão é tomada em função da (1) espessura óptica em 0,47  $\mu m$ , (2) taxa do caminho óptico do espalhamento simples ( $L_{p,0,47} / L_{p,0,66}$ ) e (3) informação na distribuição global de aerossol;
- Após decidir que tipo de aerossol predomina em uma dada célula de malha, o modelo de aerossol descreve a distribuição de tamanho do aerossol. O modelo fixa valores para índice refrativo e albedo simples e descreve o efeito da não esfericidade na função de fase. Os modelos são derivados de estudos em diferentes localizações ao redor do mundo no qual foram feitas análises via detecção remota da distribuição de tamanho do aerossol na coluna e de medidas “*in situ*”. Quatro modelos são utilizados (1) modelo de aerossol continental (o mesmo utilizado anteriormente), (2) modelo de queima de biomassa, (3) modelo de aerossol urbano/industrial e (4) modelo de aerossol de poeira;
- O modelo escolhido é utilizado para gerar uma tabela “*look-up*”. Reflectância medida pelo satélite ( $\rho^*$ ) é invertida em espessura óptica atmosférica, concentração de volume (ou de massa) e forçante radiativa espectral;
- Espessura óptica atmosférica, nas bandas 0,47 e 0,66  $\mu m$ , são corrigidas para a diferença entre o modelo escolhido e o modelo continental. Uma interpolação é executada para obter a espessura óptica em 0,55  $\mu m$ . Diariamente, a espessura óptica e a concentração de massa são armazenadas em uma resolução de 10x10 pixels (de 1km de resolução em nadir).

Existem dois arquivos de produtos de aerossol do MODIS: MOD04\_L2 e MYD04\_L2, contendo dados dos satélites TERRA e AQUA, respectivamente, que são armazenados em arquivos HDF (*Hierarchical DataFormat*). HDF é um tipo específico de arquivo que armazena dados científicos de multiplataformas distribuídas em ambientes. Cada parâmetro é armazenado como um grupo de dados dentro do arquivo, denominado de SDS (*Scientific Data Set*). Estes produtos são utilizados para estudar a climatologia do aerossol, fontes e sumidouros de tipos específicos de aerossóis (aerossol de sulfato e

queima de biomassa, por exemplo), interação dos aerossóis com nuvens e correção atmosférica de reflectância, obtida via detecção remota, sobre o continente (Kaufman e Tanré, 1998).

### 7.1.1 - Dados e características das simulações

Para a análise do transporte de plumas provenientes de emissões de incêndios foram feitas colectas de informações meteorológicas relevantes para o período de Julho, Agosto e Setembro do ano de 2003. Para a caracterização das condições iniciais e de contorno necessários para simulações com CATT-BRAMS foram usadas as análises do modelo global AVN/NCEP (Aviation run of the National Center for Environmental Prediction Global Spectral Model) com resolução de aproximadamente  $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ . Os campos analisados incluem geopotencial, temperatura, vento (u,v) e humidade relativa em 11 níveis isobáricos e a pressão à superfície, com intervalo temporal de cada 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00UTC). Foram gerados os ficheiros DPREP com as seguintes resoluções de malha: latitude de  $20^\circ\text{N}$ - $60^\circ\text{N}$  e longitude de  $30^\circ\text{W}$ - $40^\circ\text{E}$  e desta forma geraram-se os ficheiros ISAN para serem incorporados no modelo. As principais opções e parametrizações são descritas nas tabelas 7.4, 7.5 e 7.6; a figura 7.1 apresenta o esquema utilizado para as simulações com o CATT-BRAMS e a figura 7.2 o domínios das três malhas utilizadas para o desenvolvimento do trabalho.

Tabela 7.4: Características e opções do modelo RAMS utilizadas nas simulações.

| <b>Características</b>  | <b>Malha</b>   |
|-------------------------|--|
| Instante inicial        | 06 UTC 01/Julho/2003   |
| Instante final          | 21 UTC 30/Setembro/2003  |
| Estrutura da malha      | Malha C de Arakawa (Messinger e Arakawa, 1976)   |
| Não hidrostático        | Tripoli e Cotton (1980)  |
| Esquema numérico        | Híbrido (Tremback et al., 1987)  |
| Coordenadas Horizontais | Polar Estereográfica   |
| Coordenadas Verticais   | Sistema de coordenadas seguindo o terreno denominada sigma-z, descrito por Gal-Chen e Somerville (1975), Clark (1977) e Tripoli e Cotton (1982) citados por Walko e Tremback (2001). |
| Níveis de solo          | Sete (7) níveis com 45% de saturação para todas as camadas (Tremback e Kessler, 1985).   |

|   |  |
|---|--|
| Arquivo de topografia   | Dados obtidos a partir do United States Geological Survey (USGS) com resolução de 1 km   |
| Esquema de topografia   | Silhueta média (Bossert, 1990), actualizada na radiação a cada 900s, com o objectivo de incorporar os efeitos fisiográfico na fronteira inferior |
| Arquivo de TSM  | TSM climatológica a partir dos dados do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) com resolução de 1°                               |
| Arquivo de uso e textura do solo                                      | Dados obtidos a partir do United States Geological Survey (USGS) com resolução de 1 km   |
| Parâmetros de ocupação do solo (vegetação, construção, represas, ect) | Dados com resolução de 1km obtidos por radiómetros de elevada resolução (Advanced Very High Resolution Radiometer -AVHRR)                        |
| Humidade do solo  | Gevaerd e Freitas (2003), resolução 4 km   |
| Esquema de inicialização da vegetação                                 | Dados de Vegetação com resolução de 1 km derivados do conjunto de dados do International Geosphere Biosphere Programme (IBGP)                    |
| Parametrização da vegetação   | McCumber e Pielke (1981); Avissar e Mahrer (1988); Lee (1992)  |
| “Nudging” na fronteira lateral  | 5 pontos (Klemp e Wilhemson, 1978), escala de tempo de 3600s   |
| Fronteira superior  | Topo rígido  |
| “Nudging” no topo do modelo   | 21000 metros, com escala de tempo de 10800s  |
| Parametrização da radiação  | Chen e Cotton (1983)   |
| Parametrização de cumulus rasos e profundos                           | Grell e Devenyi (2002)   |
| Difusão turbulenta  | Deformação na horizontal, Mellor e Yamada (1974) na vertical   |
| Parametrização de microfísica   | Nível máximo (3): activa todas as mudanças de fase da água (vapor, liquido e sólido) e todos os tipos de hidrometeoros (Walko et al., 1995).     |
| Emissão do CO associado a processos antropogénicos                    | Base de dados do Emission Database for Global Atmospheric Research – EDGAR, Olivier, 2002  |

|   |                           |
|---|---------------------------|
| geográfica dos fogos<br>para CO e PM <sub>2.5</sub> | Spectroradiometer (MODIS) |
|---|---------------------------|

Tabela 7.5: Característica da malha horizontal

| Malha | Nº de pontos na<br>direcção x | Nº de pontos<br>na direcção y | $\Delta x = \Delta y$ | $\Delta t$ (s) | Centrada<br>(latitude/longitude) |
|-------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------------|----------------|----------------------------------|
| 1     | 52                            | 54                            | 80km                  | 90             | 38.8°N; 9.28°W<br>(Lisboa)       |
| 2     | 78                            | 42                            | 20km                  | 30             | 38.8°N; 9.28°W<br>(Lisboa)       |
| 3     | 56                            | 56                            | 5km                   | 10             | 38.8°N; 9.28°W<br>(Lisboa)       |

Tabela 7.6: Características da malha vertical

| Malha   | Pontos em z<br>(m) | $\Delta Z$ mínimo<br>(m) | $\Delta Z$ máximo<br>(m) | Factor de<br>estiramento | Topo do<br>modelo (km) |
|---------|--------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|------------------------|
| 1,2 e 3 | 29                 | 150                      | 850                      | 1,1                      | 21                     |

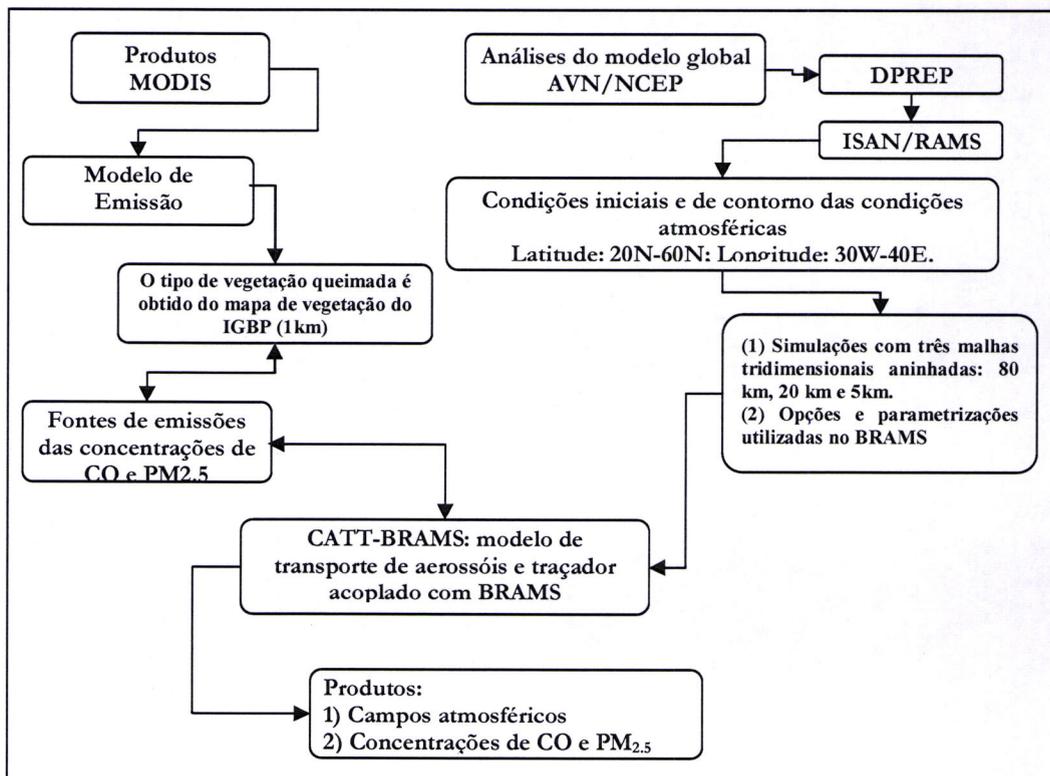


Figura 7.1: Esquemática das etapas das simulações numéricas para obter o transporte de gases e partículas emitidas durante o processo da queima.

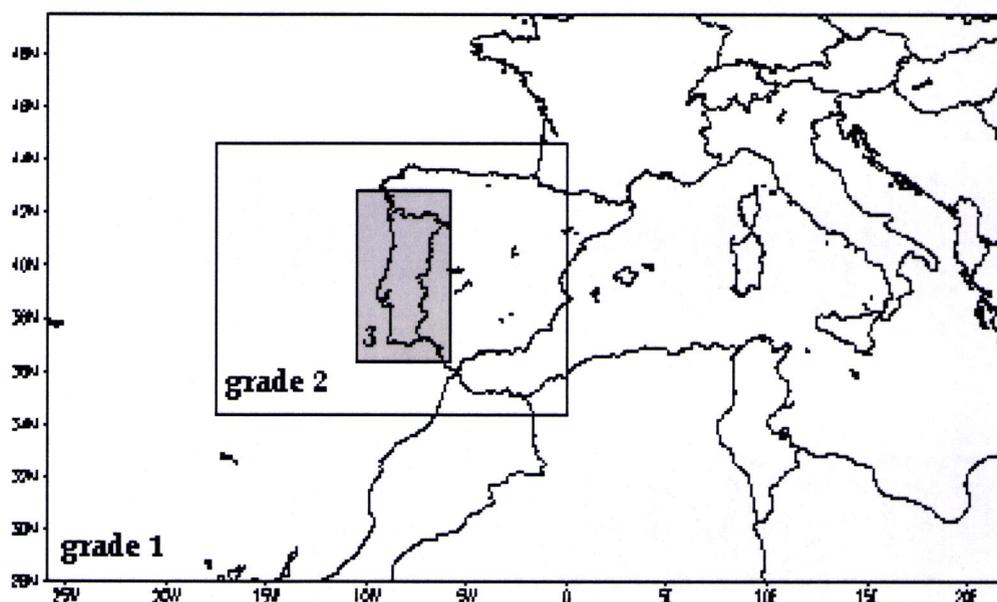


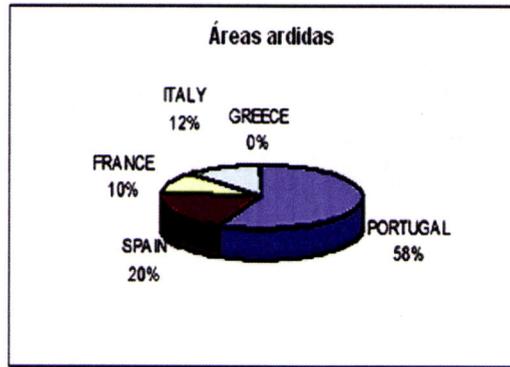
Figura 7.2: Domínios das três malhas utilizadas no modelo CATT-BRAMS.

## 7.2 - Resultados e discussões

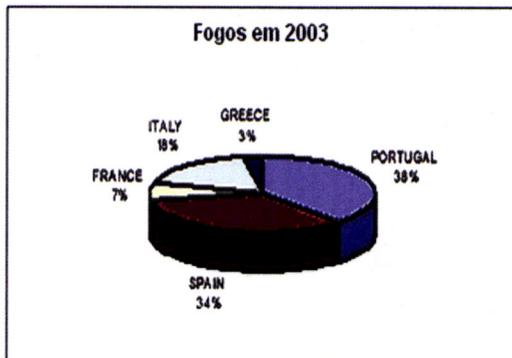
Os resultados serão descritos da seguinte forma: primeiramente será apresentado a descrição dos incêndios que ocorreram durante a onda de calor que se estabeleceu durante o Verão de 2003, enfatizando o mês de Agosto e em seguida, os resultados referentes a validação das simulações para modelação numérica da pluma de fumaça do monóxido de carbono (CO) e do material particulado (PM<sub>2.5</sub>), assim como a situação sinóptica associada que condicionou o deslocamento da pluma resultante dos incêndios.

### 7.2.1 - Descrição dos Incêndios que ocorreram no Verão de 2003

Segundo o Relatório da Comunidade Europeia, o verão de 2003 foi considerado uma das mais intensas temporadas de incêndio durante as últimas décadas no sudoeste da Europa, principalmente concentrada em Portugal Continental (figuras 7.3) afectando áreas de reservas naturais, além de regiões próximas as áreas urbanas. Em Espanha foram registados os piores incêndios nos últimos 24 anos, além da França e Itália, excepto para a Grécia que apesar do número de fogos ser relativamente estável, foi menos afectado em termos de área ardida. A figura 7.3a apresenta a média de área ardida e figura 7.3b o número de fogos para os últimos 24 anos (1979-2003).



(a)



(b)

Figura 7.3: Percentagem (%) de área ardida (a) e número de fogos (b) para a região mediterrânea dos países em 2003. (Fonte: European Commission - Joint Research Centre).

A média estatística dos números de fogos apresentou-se dentro do padrão observado dos anos anteriores, com aumento de áreas ardidas na região mediterrânea da Comunidade Europeia, principalmente verificado em Portugal. Foram registados no total, 740.379 ha (hectare) de área ardida e 54.741 para o número de fogos, com cerca de 72% dos fogos ocorridos em Portugal e Espanha, resultando em aproximadamente 77% da área total ardida na região mediterrânea. Ressalta-se ainda que em Portugal, os incêndios florestais ultrapassaram a média nos últimos 23 anos, com uma área total ardida de quase 5 vezes maior que os anos anteriores. Condições diferentes ocorreram na parte oriental da região com baixos valores de números de fogos e áreas ardidas, principalmente na Itália e Grécia.

Segundo o Relatório da Direcção Geral das Florestas (DGF) – Divisão de Protecção e Conservação Florestal (DPCF) em Portugal Continental, a área ardida no período entre 1 de Janeiro e 31 de Outubro de 2003 correspondeu a 423.949 ha, com 280.746 ha de povoamentos e 143.203 de matos. Os distritos mais afectados (figura 7.4a) foram Castelo Branco (90.226 ha - 21%), Portalegre (69.348 ha - 16%), Santarém (65.785 ha - 15%) e Faro (59.090 ha - 14%). No entanto é na região agrária da Beira Interior (figura 7.4b) que está concentrada 37% do valor total de área ardida (156.175 ha), seguidos das regiões do Alentejo (101.898 ha – 24%), Algarve (55.232 ha – 15%) e Ribatejo e Oeste (59.090 ha – 12%). Nos distritos de Castelo Branco e Portalegre, a área queimada total dos incêndios, 10% pertencem a áreas de agricultura principalmente localizado no Alentejo no qual Portalegre representa 37% do total.

Foram contabilizados 4.671 incêndios florestais e 15.042 fogachos (incêndio cuja área

total ardida é inferior a 1 ha). O maior número de incêndios florestais (área  $\geq 1$  ha) aconteceu nos distritos de Guarda (695), Viseu (518) e Braga (505), região caracterizada por uma grande densidade de população em áreas florestais, associadas com pequenas propriedades. Relativamente aos fogachos, os valores mais elevados verificam-se nos distritos de Porto (3.490 - 23%) e Braga (2.046 - 14%). Consequentemente, constata-se, que a região do Entre Douro e Minho foi a mais afectada quer em número de incêndios quer de fogachos, representando 43% do número total de ocorrências (tabela 7.7).

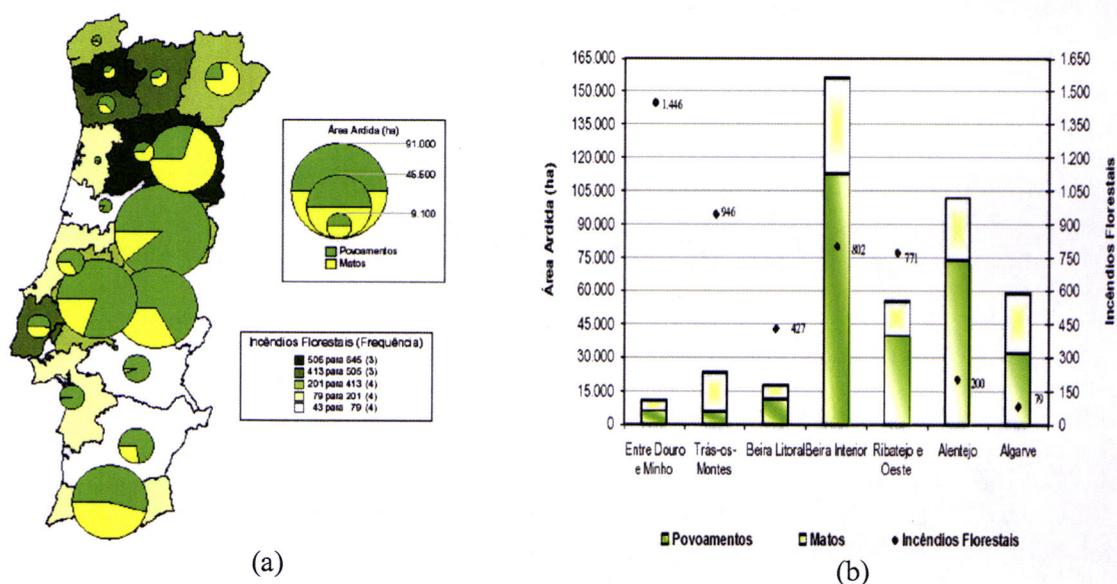


Figura 7.4: distribuições distrital (a) e por regiões agrárias (b) dos incêndios em Portugal, destacando área ardida em matos (amarelo) e povoamentos (verde) além da frequência de incêndios florestais (Fonte: DGF/DPCF (Direcção Geral das Florestas – Divisão de Protecção e Conservação Florestal)).

Analisando a distribuição mensal constata-se que o mês de Agosto (figura 7.5) apresentou os maiores valores de área ardida com 280.550 ha (66%, tabela 7.8), ou seja, cerca de 2,7 vezes superior ao valor médio anual dos últimos 10 anos (104.116 ha). Verificaram-se 85 incêndios com área superior ou igual a 500 ha que no seu conjunto foram responsáveis por 86% (365.676 ha) do total de área ardida, dos quais 69% são de povoamentos florestais (figura 7.6a). Destes, 65 ocorreram precisamente durante o mês de Agosto. Em termos da distribuição de incêndios em florestas superior ou igual a 50 ha (figura 7.6b), foram registados 327 fogos, representando 2% do número total de fogos, mas responsável por 95% da área ardida total.

Tabela 7.7: Distribuição distrital dos incêndios que atingiram Portugal Continental no período entre 1 de Janeiro a 31 de Outubro de 2003.

| Distritos        | Números de           |               | Reacendimentos <sup>1</sup> | Área ardida (ha) |                |                |
|------------------|----------------------|---------------|-----------------------------|------------------|----------------|----------------|
|                  | Incêndios Florestais | Fogachos      |                             | Povoamento       | Matos          | Total          |
| Aveiro           | 150                  | 1.366         | 79                          | 568              | 269            | 837            |
| Beja             | 58                   | 50            | 0                           | 11.050           | 4.275          | 15.325         |
| Braga            | 505                  | 2.046         | 9                           | 1.095            | 1.900          | 2.995          |
| Bragança         | 291                  | 321           | 95                          | 3.482            | 11.376         | 14.858         |
| Castelo Branco   | 201                  | 380           | 15                          | 80.439           | 9.787          | 90.226         |
| Coimbra          | 70                   | 437           | 40                          | 2.586            | 358            | 2.944          |
| Évora            | 43                   | 24            | 0                           | 9.280            | 492            | 9.771          |
| Faro             | 79                   | 124           | 4                           | 31.826           | 27.264         | 59.090         |
| Guarda           | 645                  | 498           | 12                          | 14.768           | 34.884         | 49.651         |
| Leiria           | 136                  | 678           | 102                         | 6.445            | 3.257          | 9.702          |
| Lisboa           | 413                  | 1.700         | 39                          | 4.028            | 3.849          | 7.877          |
| Portalegre       | 57                   | 45            | 5                           | 46.135           | 23.213         | 69.348         |
| Porto            | 466                  | 3.490         | 11                          | 3.119            | 1.797          | 4.916          |
| Santarém         | 240                  | 620           | 86                          | 53.014           | 12.771         | 65.785         |
| Setúbal          | 115                  | 513           | 0                           | 8.044            | 151            | 8.194          |
| Viana do Castelo | 238                  | 551           | 17                          | 975              | 647            | 1.622          |
| Vila Real        | 446                  | 796           | 205                         | 1.634            | 3.132          | 4.766          |
| Viseu            | 518                  | 1.403         | 180                         | 2.258            | 3.783          | 6.041          |
| <b>Total</b>     | <b>4.671</b>         | <b>15.042</b> | <b>899</b>                  | <b>280.746</b>   | <b>143.203</b> | <b>423.949</b> |

<sup>1</sup> Reactivamento de um incêndio, depois de este ter sido considerado extinto. A fonte de calor é proveniente do incêndio inicial. Um reacendimento é considerado parte integrante do incêndio principal (a primeira ignição observada não depende de qualquer outra área percorrida por um incêndio).

Tabela 7.8: Distribuição mensal dos incêndios que ocorreram em Portugal Continental entre o período de 1 de Janeiro a 31 de Outubro de 2003.

| Mês           | Número de ocorrências |              | Reacendimentos | Área ardida (ha) |               |                |
|---------------|-----------------------|--------------|----------------|------------------|---------------|----------------|
|               | Incêndios Florestais  | Fogachos     |                | Povoamentos      | Matos         | Total          |
| Janeiro       | 23                    | 73           | 0              | 15               | 39            | 54             |
| Fevereiro     | 31                    | 94           | 0              | 24               | 48            | 72             |
| Março         | 195                   | 530          | 8              | 297              | 659           | 956            |
| Abril         | 131                   | 446          | 0              | 283              | 363           | 647            |
| Maio          | 304                   | 1.309        | 46             | 1.190            | 577           | 1.766          |
| Junho         | 645                   | 2.408        | 121            | 8.218            | 4.335         | 12.553         |
| Julho         | 854                   | 2.561        | 152            | 56.827           | 24.028        | 80.855         |
| <b>Agosto</b> | <b>1.544</b>          | <b>4.954</b> | <b>476</b>     | <b>187.767</b>   | <b>92.783</b> | <b>280.550</b> |
| Setembro      | 868                   | 2.519        | 95             | 26.026           | 20.215        | 46.242         |
| Outubro       | 76                    | 148          | 1              | 99               | 156           | 256            |
| Total         | 4.671                 | 15.042       | 899            | 280.746          | 143.203       | 423.949        |

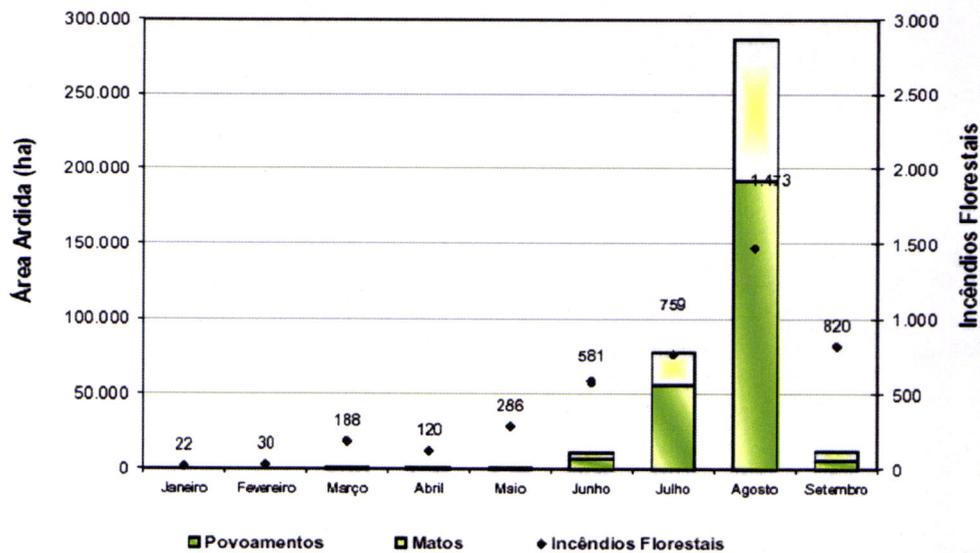


Figura 7.5: Distribuição mensal dos incêndios florestais e área ardida (ha) para o período de 1 de Janeiro a 31 de Outubro de 2003. (Fonte: DGF/DPCF).

Devido a condições meteorológicas desfavoráveis, com valores muito altos de temperatura e baixos valores de humidade relativa, que será abordado no próximo item, houve dois períodos críticos registados. O primeiro corresponde a 27 de Julho e 4 de

Agosto caracterizado por diversos reacendimentos, concentrados no centro do país em ambas margens do rio Tejo sendo responsáveis por 60% da área ardida total (281.047 ha), representando 2.7 vezes maior que a média de 10 anos (104.118 ha). Outro período crítico aconteceu entre 7 a 12 de Agosto com incêndios registados em diversas regiões do continente, principalmente na região de Algarve, quando dois incêndios começaram e foram responsáveis por 35.745 ha de floresta ardida.

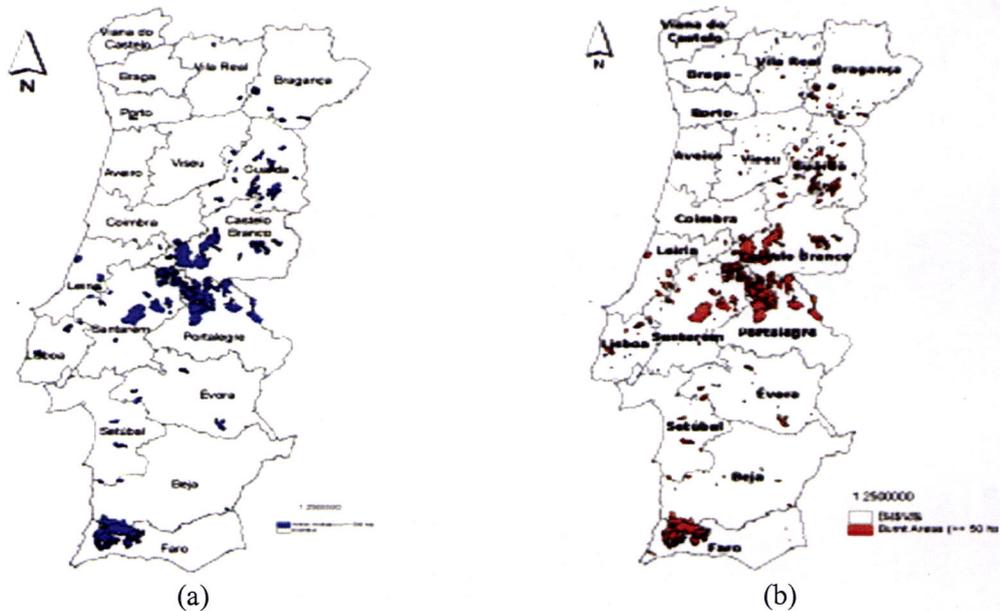


Figura 7.6: Incêndios com área igual ou superior a 500 ha (a) e igual ou superior a 50 ha (b) digitalizados a partir dos levantamentos efectuados no terreno pelas brigadas do CNGF (Fonte da Informação: CNGF; DSF/DRA e DGSJ/DGF).

Em Portugal, houve 21 mortes durante a estação de incêndios em 2003, 18 deles só nas primeiras três semanas (entre 29 de Julho e 14 de Agosto). A maioria das mortes informadas ficava situada na região de centro de Portugal (distritos de Castelo Branco, Portalegre e Santarém), acontecendo durante o período crítico onde vários fogos de floresta criaram uma área queimada contínua. As maiorias das vítimas (17) foram civis tentando salvar bens materiais ou mesmo escapar dos incêndios, além de bombeiros e batedores que foram presos pelos incêndios, provavelmente associado com a mudança inesperada da direcção do vento. Houve ocorrência de mais de mil pessoas (principalmente civis) precisando de ajuda médica, devido a intoxicações de fumaça, queimaduras, feridas e outros. A quantidade total de prejuízo atingiu um valor de mais de 1000 M€. Mais de 2.000 edifícios foram afectados, causando quase 200 desabrigados. Adicionalmente, mais de dois mil quilómetros de cabos eléctricos foram destruídos,

deixando milhões de pessoas sem electricidade. Rede de telefone também foi destruída em algumas áreas, proporcionando a ausência de comunicação em mais de 10 mil casas.

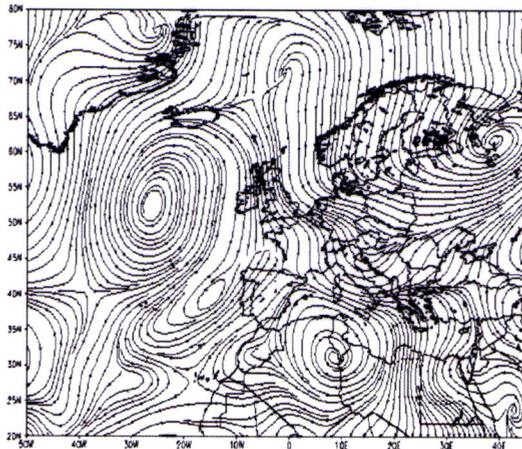
### 7.2.2 - Caracterização das condições meteorológicas

Durante o Verão a circulação atmosférica de grande escala é conduzida pelo anticiclone de Açores e desloca-se para uma posição mais à noroeste, produzindo ventos de Nordeste ou Noroeste que trazem ar quente e seco para Portugal, na qual é originado no continente ou Oceano (ou modificado depois através de influência continental). Esta circulação normalmente é reforçada a uma escala regional pelo desenvolvimento de uma baixa corrente térmica, centrada em cima da Península ibérica (Ferreira, 1954a).

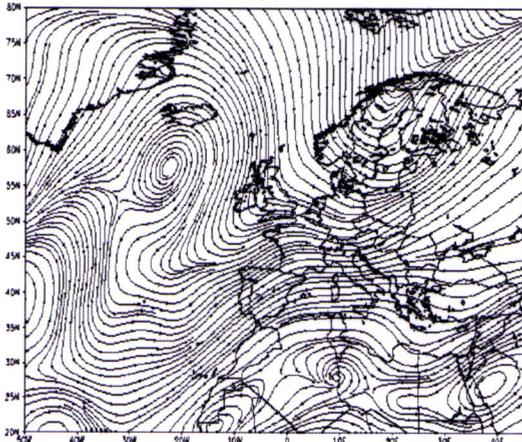
As figuras a seguir correspondem a média mensal para o período de 25 de Julho a 25 de Agosto de 2003 com o objectivo de caracterizar a situação sinóptica actuante. As condições meteorológicas para o Verão de 2003 consubstanciadas em altas temperaturas em torno de 40°C, humidades relativas muito baixas, bem como ventos instáveis predominantemente de leste seguindo um longo período de falta de precipitação na região. Estas condições prevaleceram ao longo de muitos dias na parte sul da Europa durante o fim de Julho e as duas primeiras semanas de Agosto em função de uma situação sinóptica de larga escala denominado por bloqueio anticiclónico, estabelecendo uma onda de calor que favoreceu a uma simultaneidade e concentração de incêndios.

A circulação atmosférica de latitudes médias é caracterizada predominantemente por um escoamento zonal, com deslocamento para leste de frentes, ciclones e anticiclones. Em condições de bloqueio, a presença de um anticiclone quase estacionário de grande amplitude interrompe a progressão normal dos sistemas para leste. A característica da circulação atmosférica associada à situação de bloqueio é a divisão do jacto em dois ramos, que ocasiona um rompimento do padrão zonal. Na situação de bloqueio um anticiclone se forma em latitudes mais altas (localizado em torno de 60°N) do que aquelas onde se localiza a alta subtropical e é frequentemente acompanhado por uma baixa fria em baixas latitudes. Nesta situação pode-se esperar um escoamento mais meridional onde os sistemas transitórios de leste, como vales depressionário e anticiclones, são desviados de suas trajetórias. Assim, as baixas migratórias ao se aproximarem de uma alta de bloqueio ficam estacionárias ou deslocam-se na periferia da

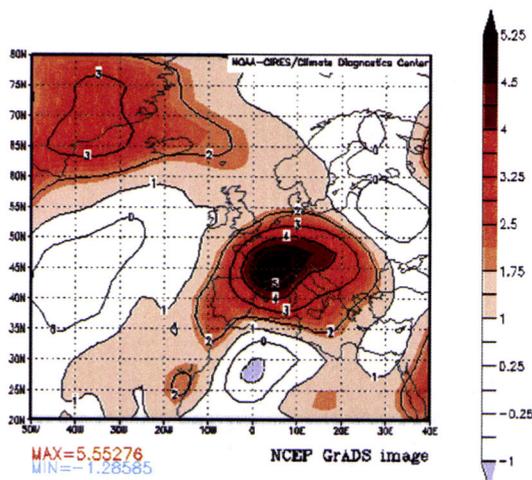
alta, podendo causar condições de tempo duradouras sobre grandes áreas (Sanders, 1953).



(a)



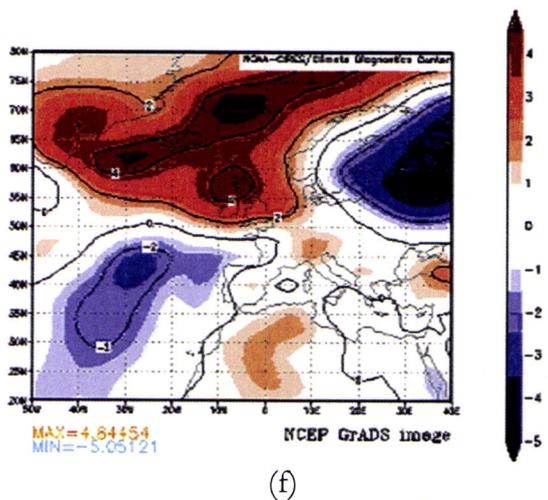
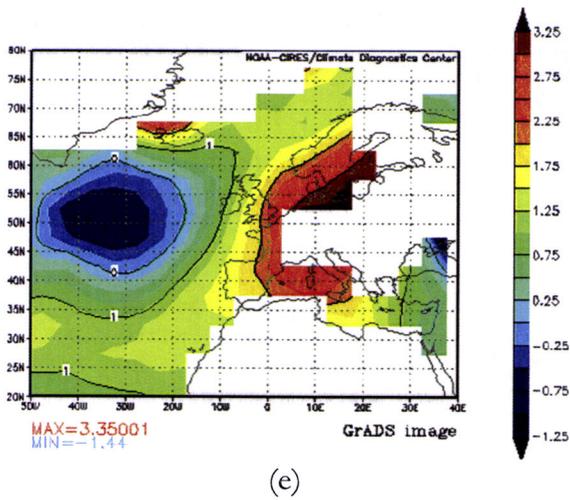
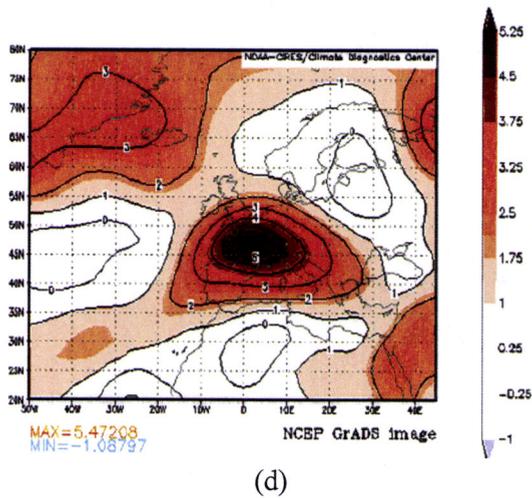
(b)



(c)

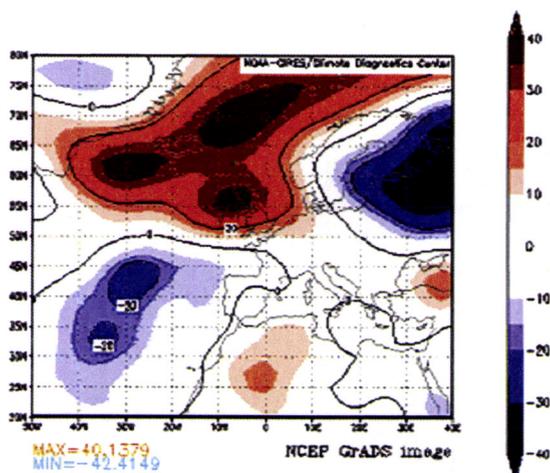
No fluxo médio do vento nos níveis de 850 (figura 7.7a) e 200 hPa (figura 7.7b) observa-se a presença de dois anticiclones, um intenso centrado em torno de 55°N e outro no Norte de África (em torno de 35°N), além de uma fraca região ciclônica na parte oeste da Península Ibérica (PI) ocidental. No flanco sul do anticiclone o vento é praticamente zonal (200 hPa) que compreende numa área longitudinal considerável, com a persistência do anticiclone no Oceano Atlântico, caracterizando as condições do bloqueio anticiclônico.

Na figura 7.7c apresenta anomalia média positiva da temperatura em 1000 hpa praticamente em todo o domínio com máximo de 5.5°C na parte central do continente europeu, além de uma anomalia negativa na parte oriental da Europa e Norte de África de -1°C e em 850 hPa (figura 7.7d) persistem o mesmo padrão apresentado em 1000 hPa, com anomalia positiva de 5°C observado em 45°N, além da intensificação da anomalia na PI. Há anomalia negativa da temperatura (ao redor -1°C) em uma

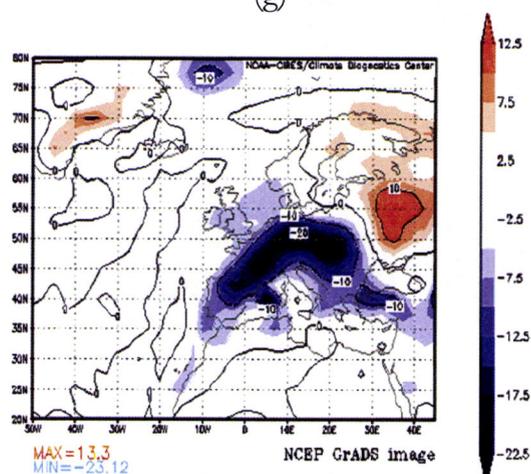


região limitada do Oceano Atlântico, Norte de África e nordeste da Europa. O campo de temperatura da superfície do mar (TSM) mostra núcleos de anomalias positivas na ordem de 2°C (água mais aquecida do que o normal) em praticamente toda a extensão da costa do continente europeu (figura 7.7e) e um núcleo negativo em torno da latitude 50°N, na região do posicionamento do centro do bloqueio anticiclónico observado no fluxo do vento em 1000 hPa (figura 7.7a).

Para a pressão ao nível médio do mar (PNMM) há anomalia positiva envolvendo a área do deserto de Sahara (figura 7.7f) e a região mediterrânea tornando-se positivas máximas na região do centro do anticiclone. É verificado anomalia negativa sobre o Oceano ao longo da costa da PI envolvendo o sector sul do domínio da malha, na periferia da posição do anticiclone, além da parte oriental da Europa. Em Portugal Continental o campo de anomalia da pressão em toda a sua extensão apresenta valores constantes a positivos mínimos em torno de 1 hPa.



(g)



(h)

Figura 7.7: Linhas de correntes médio em 850 hPa (a) e 200 hPa (b), campos das anomalias para a temperatura em 1000 hPa (c) e 850 hPa (d); temperatura da superfície do mar (e), pressão atmosférica (f) em 850 hPa, altura do geopotencial (g) em 500 hPa e humidade relativa (h) em 1000 hPa para o período de 25/07 – 25/08 de 2003.

Este anticiclone anómalo é também observado no campo de anomalia da altura de geopotencial no nível de 500 hPa (figura 7.7g) sob a forma de anomalia positiva na região, com máxima no norte e mínimo na parte sul do Oceano Atlântico. No Norte de África e sob o continente europeu, a anomalia apresenta valores neutros a positivos e a medida que se desloca para o Mar do Norte, Reino Unido, faixa do Oceano Atlântico, envolvendo toda a parte norte do domínio da malha torna-se anomalias positivas máximas na ordem acima de 40 gpm.

No campo da anomalia de humidade relativa em 1000 hPa (figura 8.7h) é observado um máximo negativo no centro do continente europeu diminuindo a medida que se estende ao longo do continente, com valores positivos no sector oriental e constantes no restante da região, caracterizando de uma forma geral, um ambiente com baixa humidade praticamente em todo o domínio da malha.

Conforme o relatório do Instituto de Meteorologia, em Portugal Continental, os últimos três dias de Julho de 2003 foram excepcionalmente quentes, com as temperaturas máximas a ultrapassar os 40°C em grande parte do território e valores elevados da temperatura mínima do ar. Os dados dos primeiros dias de Agosto demonstram que a onda de calor iniciada em 29 de Julho manteve e acentuou, tendo sido ultrapassados os

máximos absolutos da temperatura máxima do ar, em algumas estações meteorológicas.

Os valores observados da temperatura mínima foram particularmente altos, superiores a 25°C em grande parte do território, e mesmo superiores a 30°C (Portalegre, Proença-a-Nova e Caramulo). A humidade relativa do ar foi baixa, em particular no interior do País, onde em alguns locais atinge valores inferiores a 20%.

Os primeiros 14 dias de Agosto caracterizaram-se pela persistência de valores muito elevados em torno de 40°C em 70% do território e 25°C em 60% do território da temperatura máxima (figura 7.8a) e mínima (figura 7.8b), respectivamente. Neste período, em quase todo o território a média da temperatura máxima foi superior a 32°C; e valores médios superiores a 36°C ocorreram em mais de 2/3 do território.

Ressalta ainda que, registou durante o período, elevado número de dias consecutivos com valores elevados da temperatura máxima do ar (figura 7.9a), sendo iguallados ou ultrapassados a 35°C e a 40°C. Já para a temperatura mínima (figura 7.9b) foram iguallados ou ultrapassados os maiores valores do número de dias consecutivos com temperatura igual ou superior a 15°C, 20°C e 25°C.

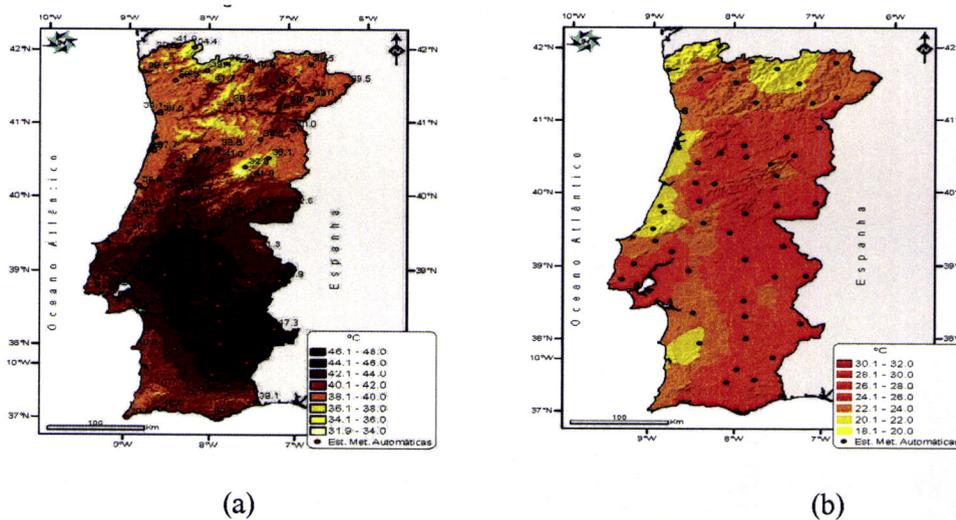


Figura 7.8: Valores extremos de temperatura máxima (a) e mínima (b) diária para o período de 1 a 14 de Agosto de 2003 (Fonte: Instituto de Meteorologia (IM)).

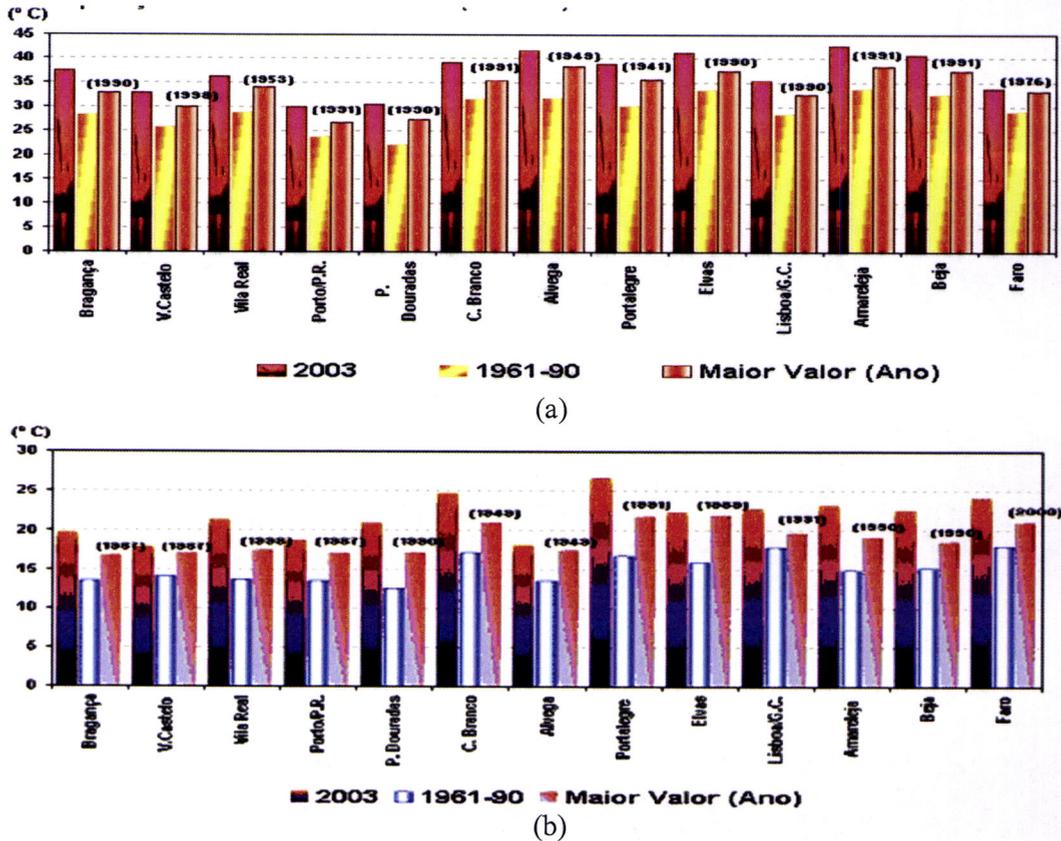


Figura 7.9: Temperatura máxima do ar (a) e mínima (b) registada em regiões de Portugal, comparando 2003 com o valor médio (1961-1990) e maior valor observado anteriormente para o período de 1 a 14 de Agosto de 2003. (Fonte: IM).

A situação persistente de valores muito elevados da temperatura e valores baixos de humidade relativa do ar (situação iniciada em 29 de Julho) teve um significativo impacto no que respeita ao número de incêndios florestais e extensão das áreas aridas, levando a ser decretada a situação de calamidade pública. Por outro lado, segundo Ministério da Administração Interna, Portugal registou quedas pluviométricas prolongadas no Inverno e na Primavera deu-se um elevado crescimento vegetativo nestas áreas, contribuindo para um aumento significativo do biomassa. Nestas condições, ficou favorecida a acumulação de matéria inflamável, sem discontinuidades, que, aliada à secura e às altas temperaturas, facilitou a propagação dos incêndios e dificultou o rescaldo, alimentando a probabilidade de reacendimento, em particular perante a presença de ventos muito fortes.

Neste trabalho, será apresentado as simulações numéricas do transporte de poluentes corresponde ao segundo período crítico, compreendido entre 7 a 12 de Agosto de 2003, durante a onda de calor que se estabeleceu, em função da diversidade das regiões atingidas pelos incêndios sobre o continente, como pode ser observado na tabela 7.9 que

apresenta os distritos, concelhos e freguesias afectados pelos incêndios e áreas ardidas de povoamentos e de matos registados de acordo com o 13º Relatório sobre Incêndios Florestais de 2003 da Direcção Geral das Florestas – Divisão de Protecção e Conservação Florestal (DGF/DSVPF). As figuras 7.10 apresentam a distribuição de focos de calor detectados pelo sensor MODIS dos satélites TERRA e AGUA com resolução espacial de 500 metros e a figura 7.11 mostra a localização espacial das regiões afectadas pelos incêndios. Observa-se na tabela 7.9 um destaque para o evento de 07/08/2003, com a maior área ardida no distrito de Faro, num total de 25.900 ha e uma maior constância de eventos para o distrito de Guarda.

Tabela 7.9: Regiões e áreas ardidas afectadas por incêndios durante o período de 7-12 Agosto 2003 (Fonte: DSVPF/DGF).

| Distrito       | Concelho           | Freguesia        | Data Início  | Área Ardida (ha) |               |               |
|----------------|--------------------|------------------|--------------|------------------|---------------|---------------|
|                |                    |                  |              | Povoamentos      | Matos         | Total         |
| Bragança       | C. Ansiães         | Pereiros         | 07/08        | 333              | 1.344         | 1.677         |
| Guarda         | Guarda             | Al. Bispo        | 07/08        | 132              | 2.008         | 2.140         |
| Guarda         | Almeida            | P. Ovelha        | 07/08        | 2.112            | 1.877         | 3.989         |
| Guarda         | Guarda             | Rochoso          | 07/08        | 2.548            | 2.165         | 4.713         |
| C. Branco      | Sertão             | Troviscal        | 07/08        | 892              | 0             | 892           |
| Leiria         | Porto de Mós       | Mendiga          | 07/08        | 50               | 1.000         | 1.050         |
| Leiria         | Porto de Mós       | S. Ventoso       | 07/08        | 0                | 735           | 735           |
| <b>Faro</b>    | <b>Portimão</b>    | <b>M. Grande</b> | <b>07/08</b> | <b>15.308</b>    | <b>10.592</b> | <b>25.900</b> |
| Bragança       | V. Flor            | Trindade         | 08/08        | 868              | 508           | 1.376         |
| Portalegre     | Nisa               | S. Simão         | 08/08        | 1.209            | 1.321         | 2.530         |
| Faro           | Portimão           | M. Grande        | 09/08        | 199              | 751           | 950           |
| Guarda         | Seia               | Loriga           | 10/08        | 0                | 700           | 700           |
| Guarda         | Fornos de Algodres | Vila Ruiva       | 12/08        | 192              | 451           | 643           |
| Guarda         | Seia               | Alvoco da Serra  | 12/08        | 57               | 2.203         | 2.260         |
| Guarda         | Aguiar da Beira    | Pena Verde       | 12/08        | 129              | 586           | 715           |
| Castelo Branco | Covilhã            | Unhais da Serra  | 12/08        | 30               | 1.530         | 1.560         |
| Faro           | Silves             | Silves           | 12/08        | 5.114            | 9.736         | 14.850        |

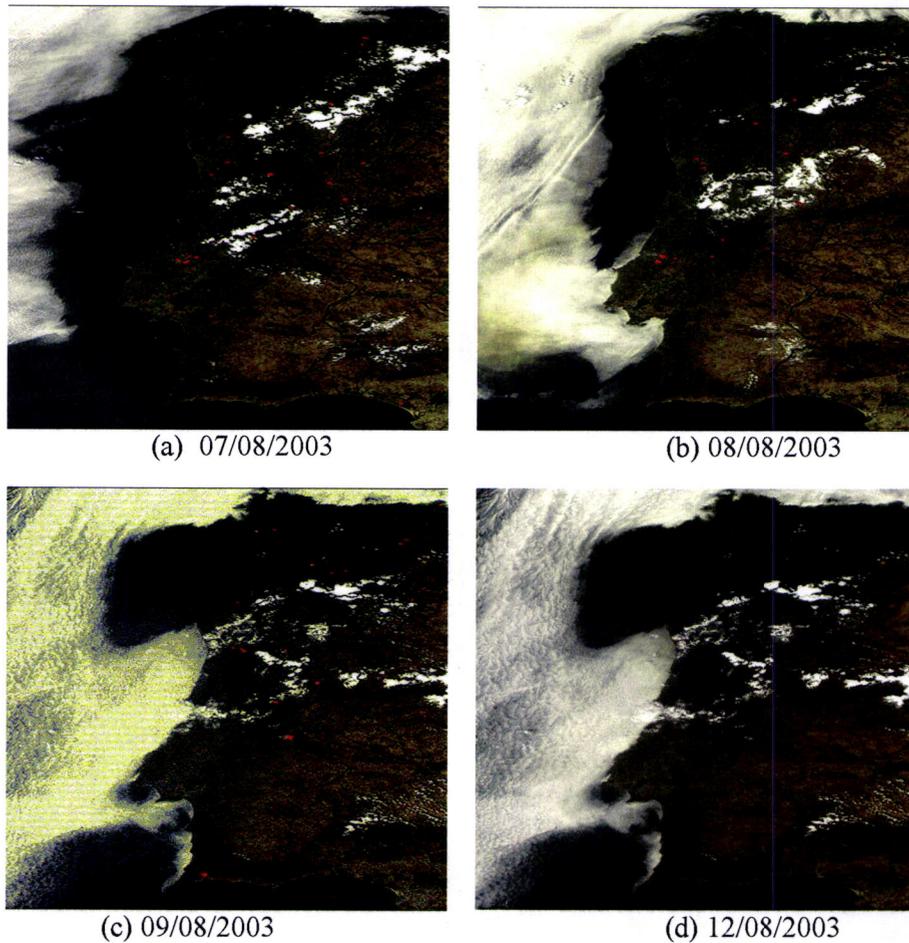


Figura 7.10: Imagens de satélite obtidas pelo sensor MODIS/TERRA para o período analisado ilustrando a detecção dos focos de incêndios nas regiões ardidas em vermelho.

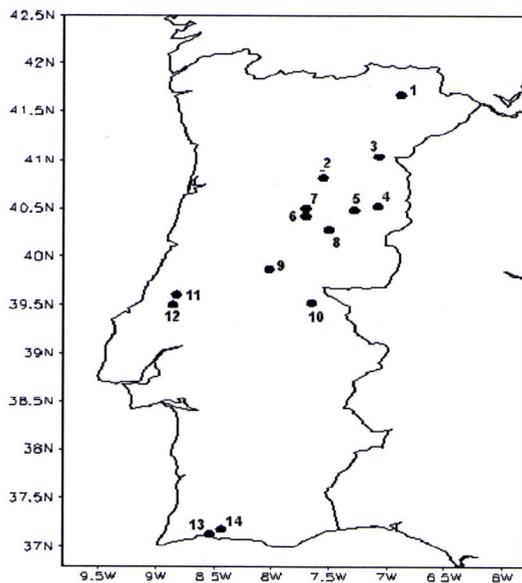


Figura 7.11: Localização dos distritos afectados pelos incêndios que ocorreram no período de 7-14 de Agosto de 2003.

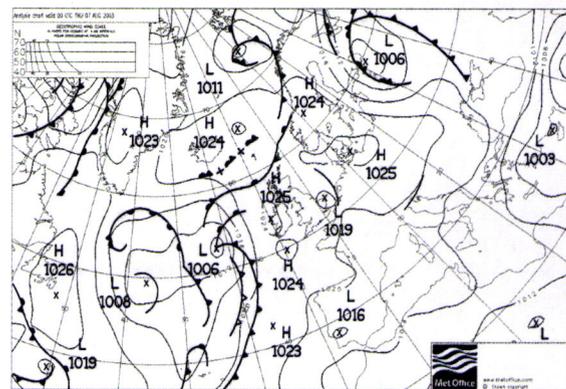
- 1: Pereiros – Bragança
- 2: Pena Verde – Guarda
- 3: Vila Flor – Bragança
- 4: Aldeia do Bispo – Guarda
- 5: Rochoso – Guarda
- 6: Porto de Ovelha – Guarda
- 7: Loriga – Guarda
- 8: Unhais da Serra – Castelo Branco
- 9: Troviscal – Castelo Branco
- 10: São Simão – Portalegre
- 11: Serro Ventoso – Leiria
- 12: Mendiga – Leiria
- 13: Mexilhoeira Grande – Faro (2 eventos: 7 e 9/08)
- 14: Silves - Faro

### 7.2.3 - Descrição da situação sinóptica do período seleccionado para as simulações do transporte de poluentes

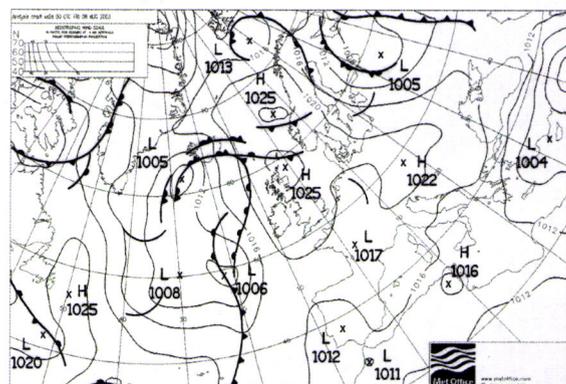
Para a descrição das condições sinópticas que condicionaram o período foram utilizados as imagens no canal infravermelho fornecido pelo METEOSAT às 12:00 UTC, cartas sinópticas em superfície às 00:00 UTC, campos de parâmetros atmosféricos provenientes do National Center for Environmental Predictions (NCEP) e pelas saídas do modelo CATT-BRAMS (com o objectivo de validar os campos simulados), além de informações do boletim meteorológico provenientes do Instituto de Meteorologia de Portugal.

A situação sinóptica para Portugal Continental nos dias 6 a 7 de Agosto de 2003 (figura 7.12a) foi condicionada por uma massa de ar quente e seco, transportada na circulação conjunta de um vale depressionário estendendo-se desde o Norte de África até a Península Ibérica (PI) além de um anticiclone localizado sobre as ilhas Britânica que se estendia em crista pelo norte da Europa até ao Mar Negro.

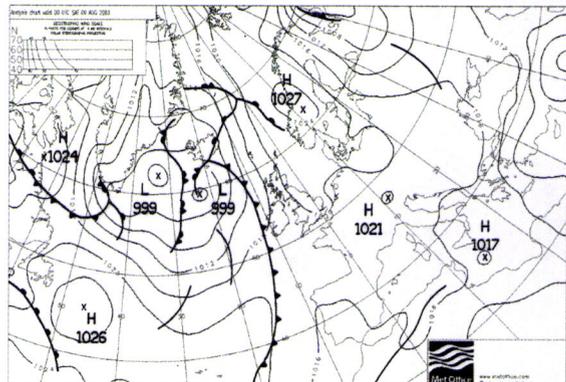
Esta situação persistiu para o dia seguinte, apresentando ainda, uma depressão centrada a norte do continente (figuras 7.12b). Em 9 de Agosto, o vale depressionário já estava influenciando a PI, além de um anticiclone localizado sobre os Açores (figura 7.12c). Em 10 de Agosto de 2003 (figura 7.12d) o vale depressionário de origem térmica



(a) 00UTC 07/08/2003



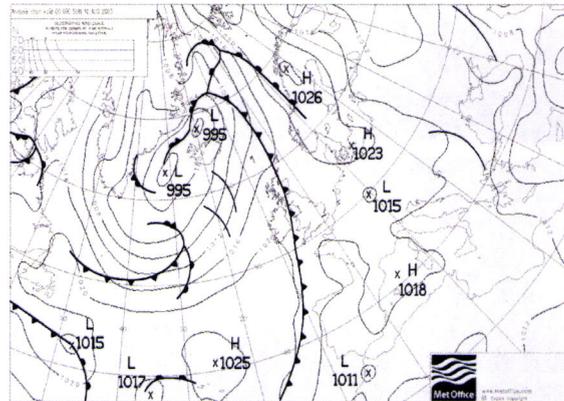
(b) 00UTC 08/08/2003



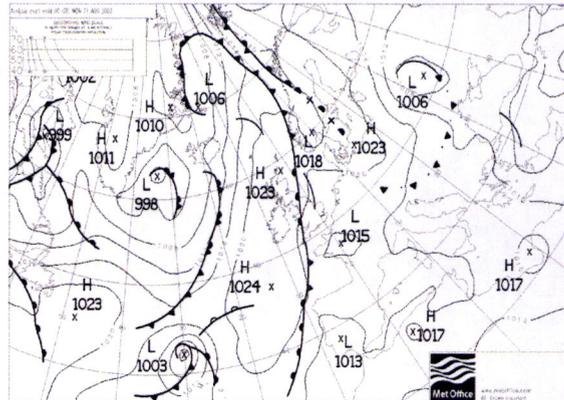
(c) 00UTC 09/08/2003

continuava influenciando a PI além de um amplo campo anticiclónico observado no dia anterior, com núcleo localizado a nordeste dos Açores e que se estendia em crista sobre o Mediterrâneo ocidental e central.

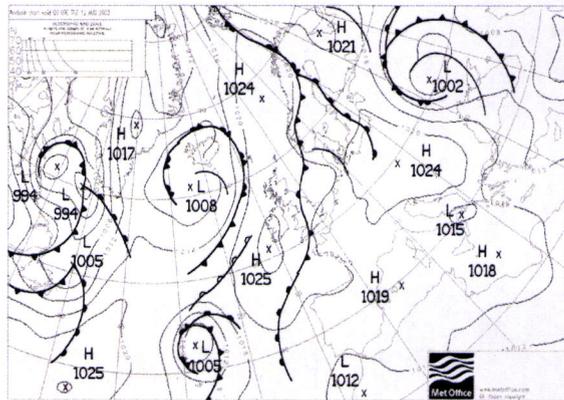
Uma massa de ar quente e seca transportada na circulação de um anticiclone localizado nas Ilhas Britânicas e de um vale depressionário que se estendia do Norte de Africa até a PI condicionou o estado do tempo nos dias 11 (figura 7.12e) e 12 de Agosto (figura 7.12g) e que 24 horas depois, o continente continuou a ser condicionado pelo anticiclone estabelecido nos dias anteriores que possuía um núcleo secundário a Norte da Madeira. Em função da situação sinóptica o período foi caracterizado, segundo o boletim de meteorológico, com céu pouco nublado ou praticamente claro sobre o continente português, como pode ser observado na sequência das imagens de satélite (figuras 7.13).



(d) 00UTC 10/08/2003



(e) 00UTC 11/08/2003



(f) 00UTC 12/08/2003

Figura 7.12: Cartas de superfície do campo de pressão observado para o período.

O comportamento do vento médio foi geralmente fraco de várias direções, principalmente de Nordeste e Este, com temperaturas máximas e mínimas relativamente elevadas e humidades relativas baixas, além do registo de precipitações e trovoadas localizadas em alguns locais do interior. Segundo o Instituto de Meteorologia, os primeiros 14 dias de Agosto caracterizaram-se pela persistência de valores muito elevados em torno de 40°C em 70% do território e 25°C em 60% do território da

temperatura máxima (veja figuras 7.9a no item 7.2.2) e mínima (ver figura 7.9b), respectivamente. As figuras 7.14 mostram a evolução temporal modelada da temperatura e humidade relativa com a sobreposição do vento em altitude para os distritos atingidos pelos incêndios.

Os resultados indicam, de um modo geral, um ambiente caracterizado por temperaturas elevadas em torno de 36°C em Bragança e Guarda, elevando em torno de 2°C para os demais distritos abrangendo altitudes significativas, o mesmo observa-se para as humidades relativas caracterizando um ambiente seco com valores muito baixos em torno de 35%, excepto em Faro que apresentou-se na ordem de 45%, com ventos oscilando em todas as direcções, predominantes de Nordeste e Este, com fluxo praticamente meridional em altitude devido a actuação dos anticiclones e desta forma, os resultados modelados apresentam uma boa concordância do que foi observado durante o período.

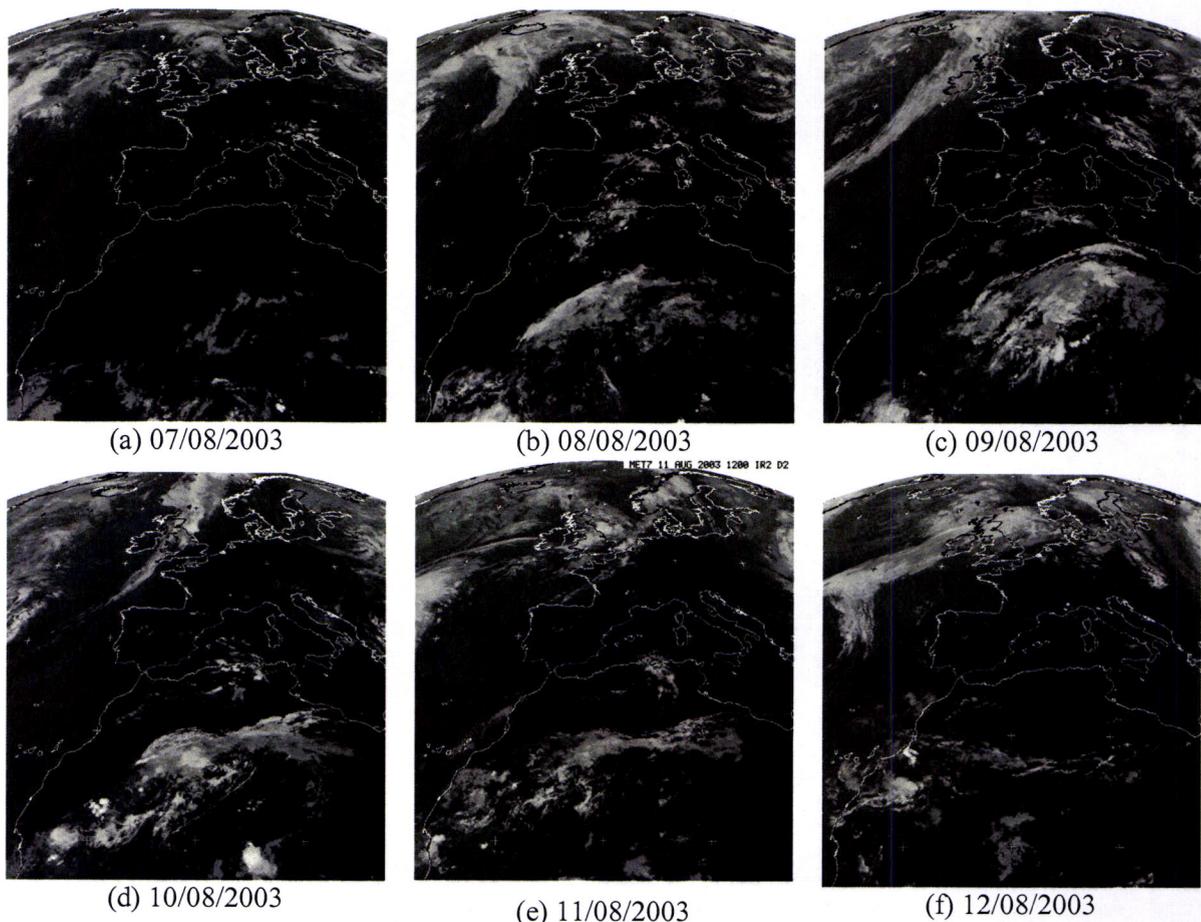
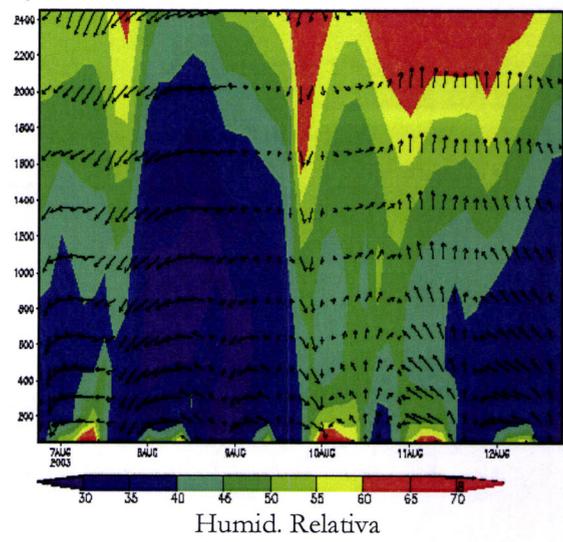
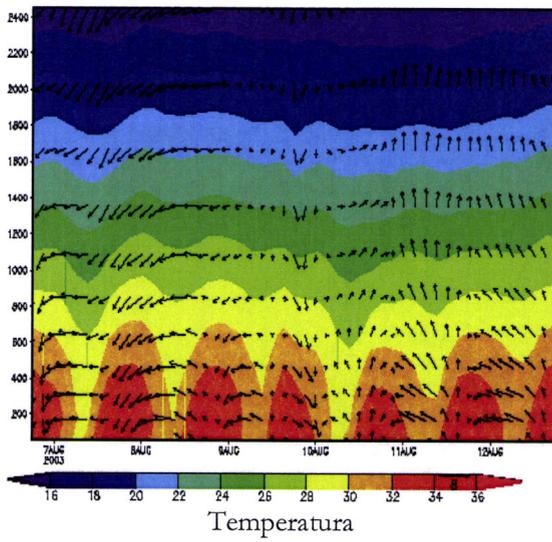
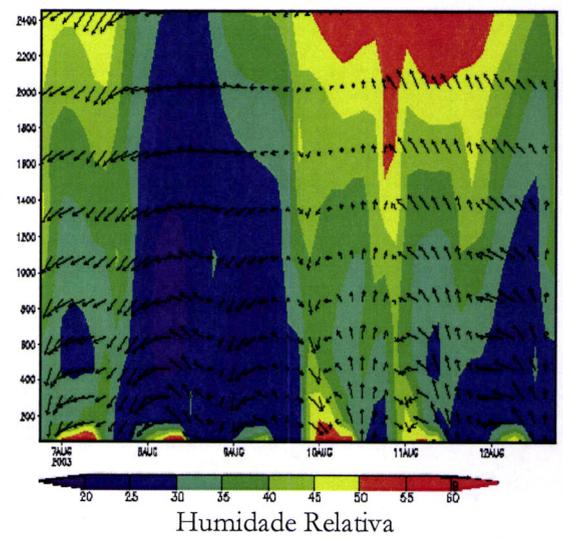
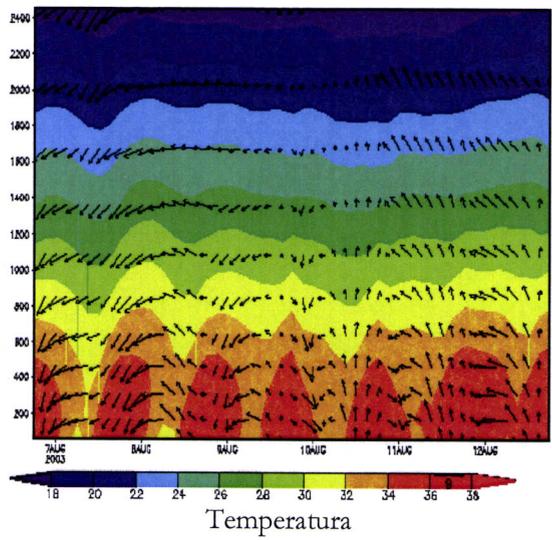


Figura 7.13: Imagens de satélites do METEOSAT, no infravermelho, para o período de 7-12 de Agosto de 2003 às 12:00 UTC, caracterizando um período pouco nublado para Portugal Continental.

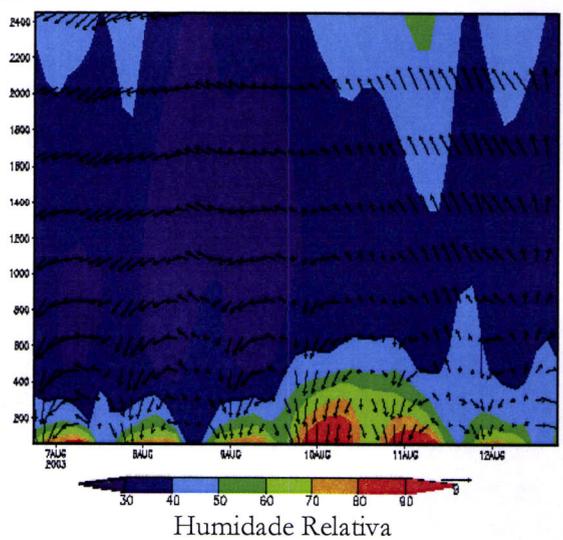
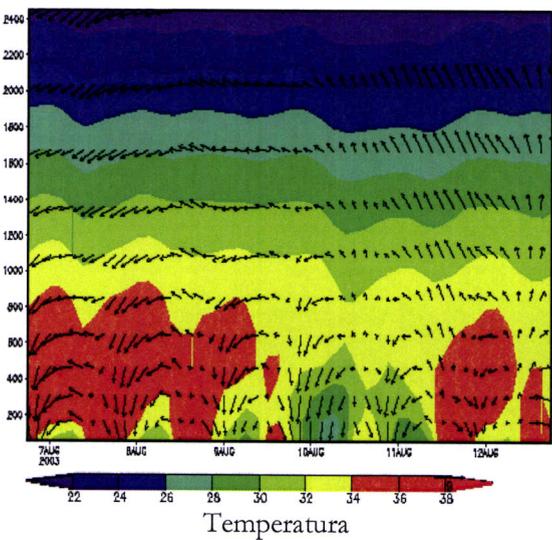
### Bragança



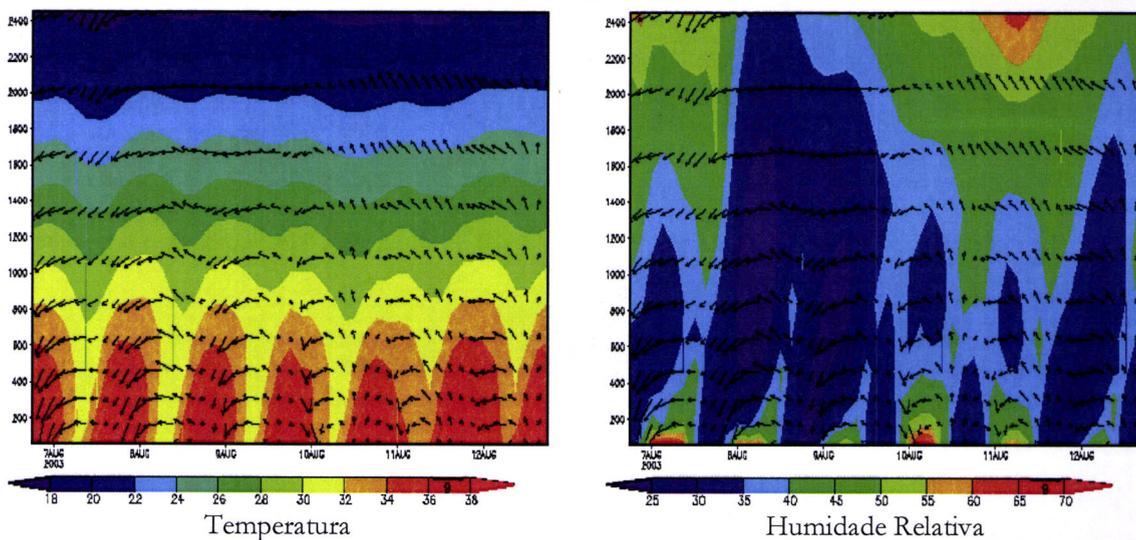
### Guarda



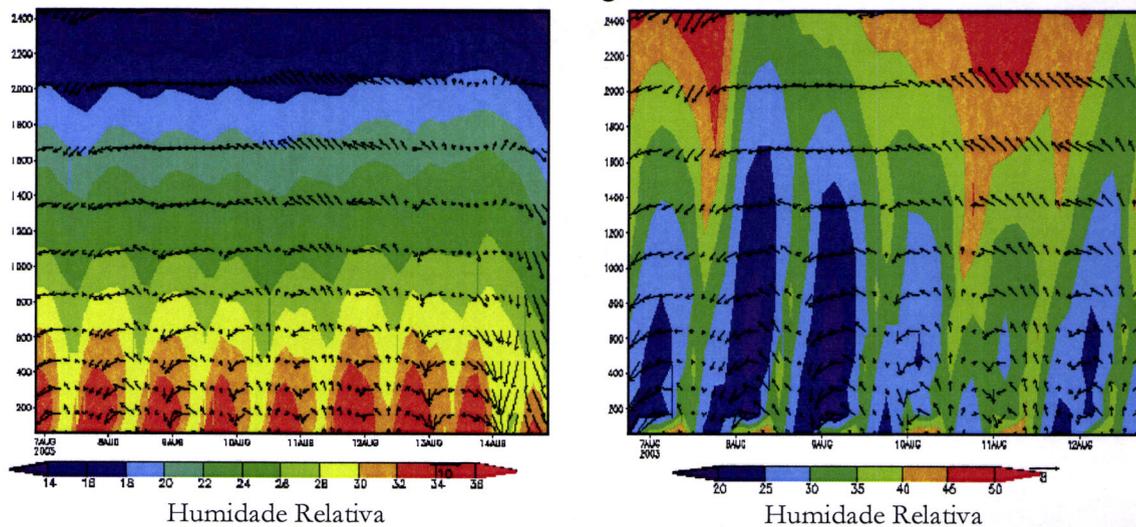
### Leiria



Castelo Branco



Portalegre



Faro

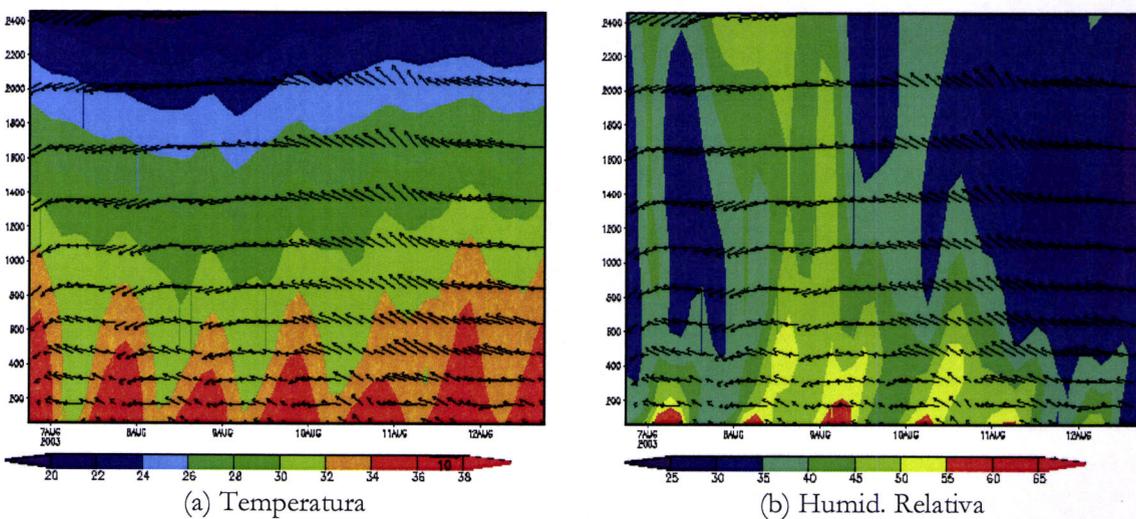


Figura 7.14: Evolução temporal da temperatura e humidade relativa com a sobreposição do vento em altura modelada para os distritos afectados no período de 7-12 de Agosto de 2003.

## 7.2.4 - Descrição das simulações do transporte dos poluentes emitidos pelos incêndios

### 7.2.4.1 - Resultados das simulações para a malha 1

Os resultados simulados que serão discutidos a seguir correspondem a média de 24 horas de simulação para a resolução de 80 km (referida como malha 1) que teve como objectivo verificar o estudo do transporte a grande distância das emissões dos incêndios que ocorreram no domínio da malha 3. Assim, as figuras 7.15 apresentam uma descrição média do campo espacial da pluma de fumaça do monóxido de carbono (CO), em ppb (parte por bilhão), no nível de 53 metros, as figuras 7.16 para pluma do CO em 1100 metros e as figuras 7.17 para o material particulado (PM<sub>2,5</sub>), integrado na coluna atmosférica em  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , ambos com média horária às 12:00 UTC com a sobreposição das linhas de corrente do fluxo de ar para o período analisado.

Os resultados do transporte de plumas de fumaça produzidas pelos incêndios, no nível de 53 metros, são originados a partir da exportação vertical de produtos de queimada e da configuração sinóptica actuates durante o período, que foi condicionada por um campo anticiclónico com núcleos nas Ilhas Britânicas e no Açores, abrangendo praticamente todo o domínio da malha que associado com um vale depressionário, que se estendia do Norte de África até a Península Ibérica (PI), proporcionou zona de confluência de ventos ao longo dos continentes europeu e africano. Assim, na PI o fluxo é de Nordeste variando para Este, principalmente em Portugal, influenciando no deslocamento da pluma de fumaça que é primeiramente transportada ao longo do território português, devido ao fluxo meridional sobre o Oceano e em seguida, há um escoamento predominante a sul do Oceano Atlântico saindo do território a partir da latitude em torno de 37°30'N.

Em relação aos núcleos observados na porção oriental da Europa, um anticiclone no Mediterrâneo, condiciona o transporte do poluente de modo que uma parte da pluma é desviada para o sudeste do continente europeu e a outra parte para o Norte de África que associa-se aos escoamentos de fluxo zonal desta região e são transportados para o Atlântico. A fumaça originada em França apresenta duas saídas principais, uma parte é deslocada para o sul do território, atingindo a região do Mediterrâneo e a outra parte é deslocado para a Baía de Biscaia, de forma que tende a atingir o território espanhol, misturando-se a pluma originada dos incêndios nesta região e assim, segue o padrão de

o Oceano Atlântico. Na França, uma parte da pluma é exportada para a Baía de Biscaia e a outra para o Mediterrâneo. No Norte de Itália, o escoamento é para o Mediterrâneo, que fica sobre a influência do anticiclone localizado sobre esta região e assim, tende a misturar-se com a pluma existente no Norte de África que é direccionado para o Oceano Atlântico. Para todos os eventos (figuras 7.16), a concentração do CO apresenta núcleos máximos na ordem de 900 ppb em Portugal, França e nas regiões norte da Espanha, Itália e África, sendo que em 08/082003, observa-se uma melhor qualidade do ar na região Norte da Espanha devido ao desenvolvimento de uma fraca depressão.

As figuras 7.17 apresentam as simulações médias do conteúdo de material particulado ( $PM_{2.5}$ ), em  $\mu g.m^{-2}$ , integrada na coluna atmosférica com a sobreposição do campo do vento. Em 07/08/2003 às 12:00 UTC (figura 7.17a) há concentração de  $PM_{2.5}$  praticamente em todo o domínio da malha, com valores máximos observados em Portugal, região da Galiza (Espanha), Norte de África, França e Itália. Em função dos anticiclones localizado no Oceano Atlântico e no mar Mediterrâneo a exportação é preferencialmente em direcção ao Atlântico. A pluma procedente da costa italiana é transportada ao longo do Norte de África e, em função de fluxo de Noroeste no Norte de Marrocos, há um deslocamento da pluma para o interior do continente africano e outro a sul do Oceano. Em 08/08/2003 (figura 7.17b) a actuação dos dois anticiclones mantém as características de escoamento observado no horário anterior e em função de uma zona de confluência no território português uma parte da pluma de fumaça é confinada nesta região, mas a exportação preponderante continua a ser a sul do Atlântico. Esta zona de confluência perde sua influência vinte quatro horas depois (figura 7.17c), persistindo o padrão de exportação com intensificação do  $PM_{2.5}$  sobre a Itália para os demais eventos (figuras 7.17d e 7.17e).

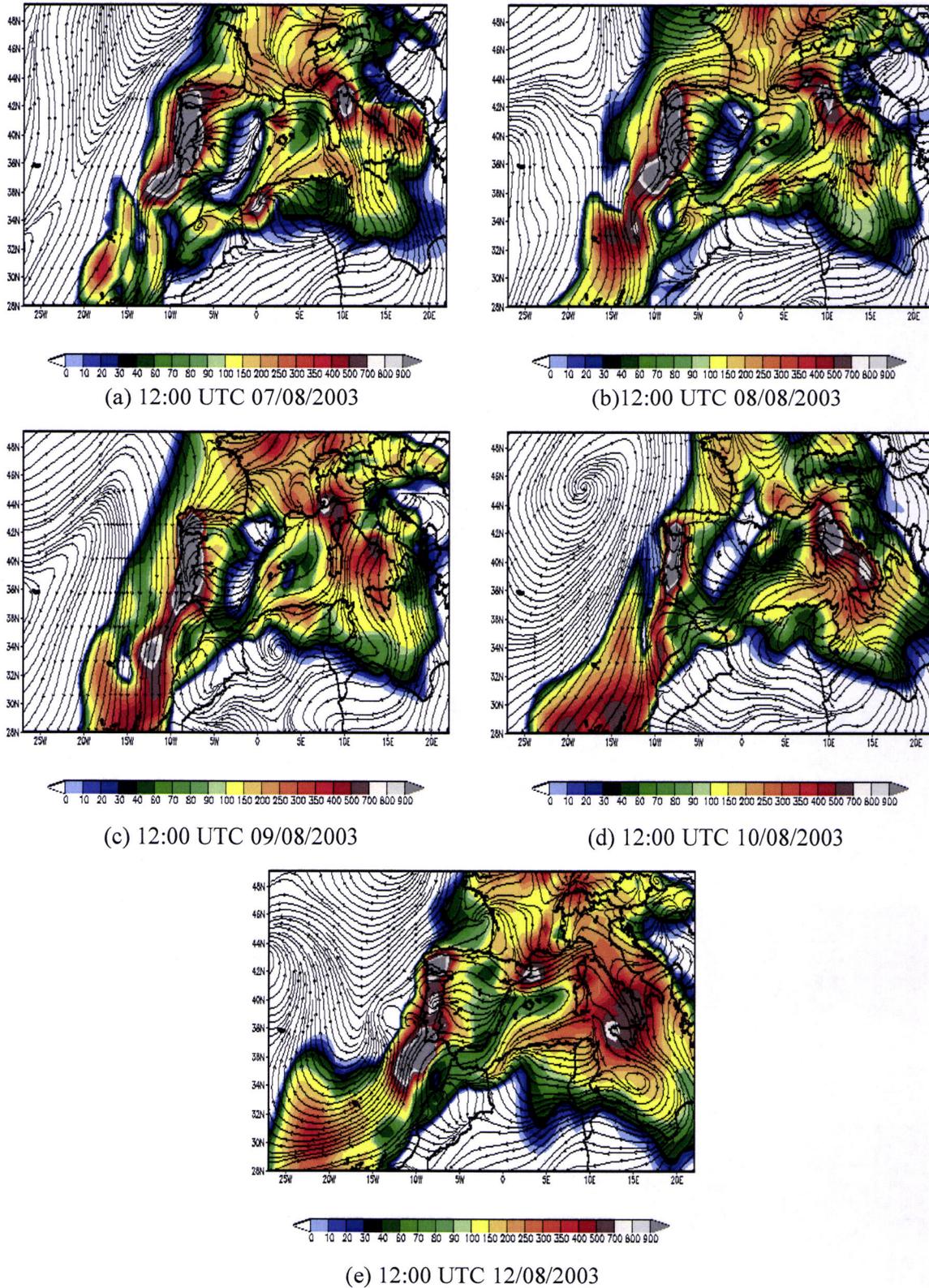


Figura 7.15: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do monóxido de carbono (CO), em ppb, com a sobreposição do campo do vento na altitude de 53 metros acima da superfície para resolução da malha 1 (80 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.

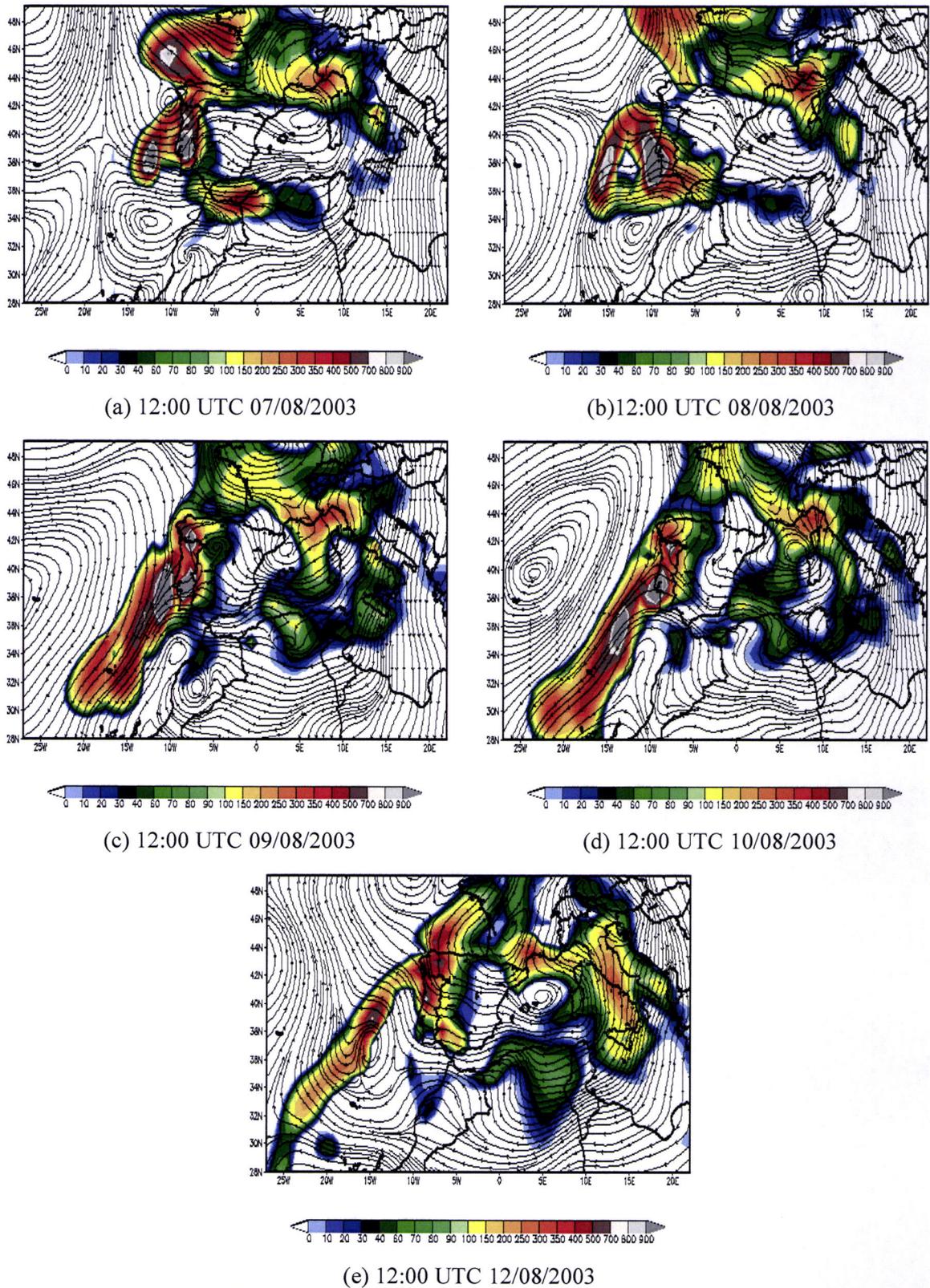


Figura 7.16: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do monóxido de carbono (CO), em ppb, com a sobreposição do campo do vento na altitude 1100 metros acima da superfície para resolução da malha 1 (80 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.

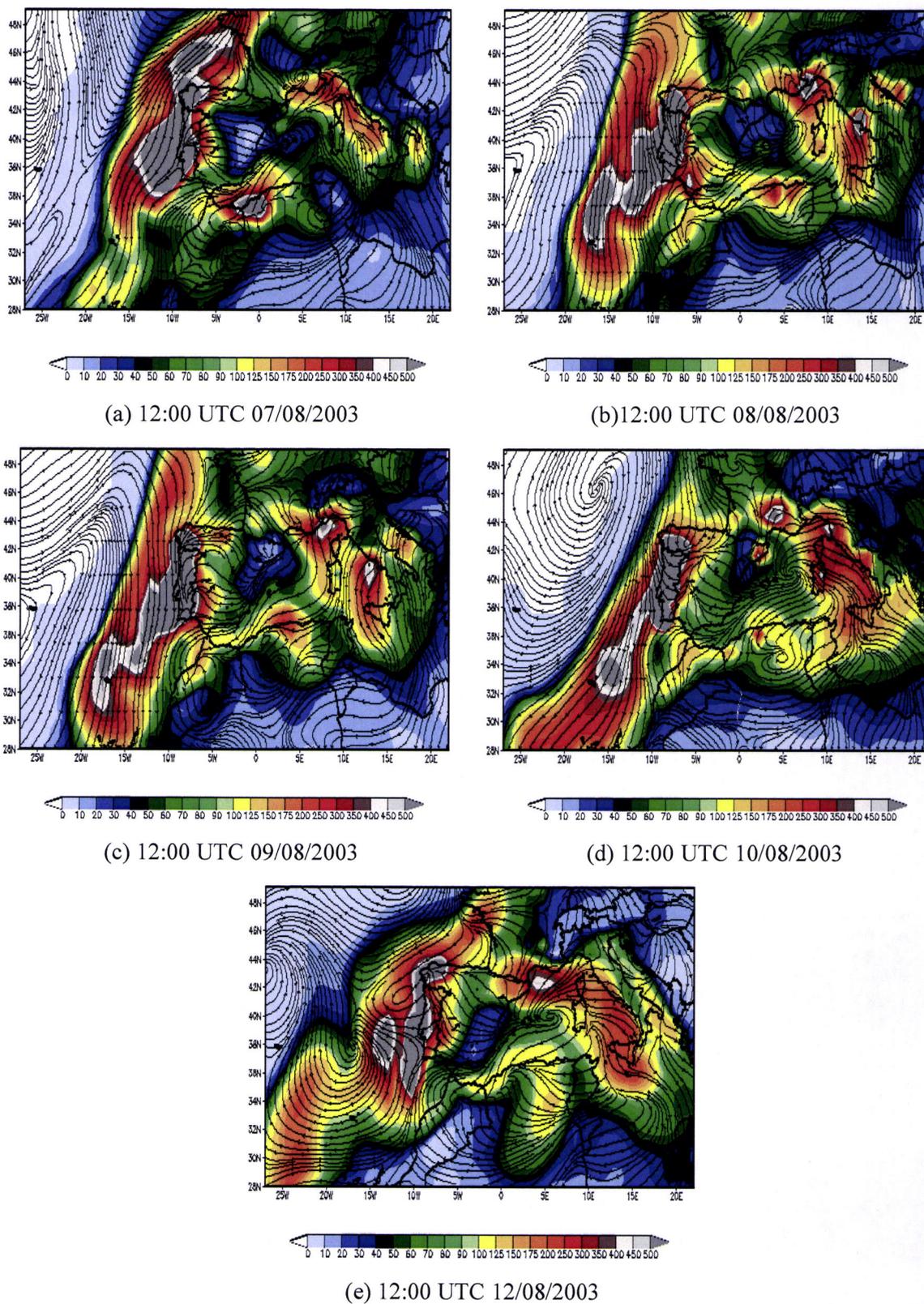


Figura 7.17: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do material particulado ( $\text{PM}_{2.5}$ ), em  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , integrada na coluna atmosférica com a sobreposição do campo do vento para resolução da malha 1 (80 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.

#### 7.2.4.2 - Resultados das simulações para a malha 2

A descrição a seguir corresponde a média de 24 horas de simulação para a resolução de 20 km, abrangendo a Península Ibérica e parte do Oceano Atlântico que teve como objectivo permitir a passagem de informações que ocorrem na malha de maior resolução para a menor. Assim, as figuras 7.18 apresentam o campo espacial da pluma de fumaça do monóxido de carbono (CO), em ppb (parte por bilhão), no nível de 53 metros, as figuras 7.19 para pluma do CO em 1100 metros e as figuras 7.20 para o material particulado (PM<sub>2.5</sub>), integrado na coluna atmosférica em  $\mu\text{g.m}^{-2}$ , ambos com média horária às 12:00 UTC, com a sobreposição das linhas de corrente do fluxo de ar.

Os resultados das figuras 7.18 indicam que em função da resolução da malha, há pormenorização das concentrações de CO sobre a Península Ibérica (PI) com núcleos máximos na ordem de 5000 ppb na faixa que envolve do Norte a Centro-Sul de Portugal e valores na ordem de 3000 ppb no restante do território. Em Espanha, verifica-se núcleos máximos ao longo das regiões Norte, Extremadura, Andaluzia e próxima a Madrid e valores médios na ordem de 3000 ppb no restante do território. O transporte da pluma de fumaça em 07/08/2003 (figura 7.18a) é condicionado pela actuação do anticiclone localizado no Oceano e um outro no Mediterrâneo com escoamento preponderante a sul do Oceano Atlântico. Em 08/08/2003 às 12:00 UTC (figura 7.18b) há uma zona de confluência no Centro de Portugal, confinando uma certa quantidade de CO nesta região que posteriormente é redireccionada para o Oceano.

O escoamento da pluma em Espanha é devido ao fluxo zonal variando ao longo do país, de forma que apresenta dois padrões de saída, uma parte é desviada para Norte, atingindo a Baía de Biscaia o qual é desviada para o Atlântico e a outra parte é para o território português. Após 24 horas (figura 7.18c), o comportamento do transporte da pluma mantém o padrão de escoamento com intensificações de núcleos máximos de CO em Portugal e nas regiões da Galiza e Andaluzia, em Espanha. A circulação de larga escala produz fluxo de Noroeste ao longo da costa portuguesa em 10/08/2003 (figura 7.18d), proporcionando que o transporte da pluma seja deslocada para o interior da PI e a medida que se desloca para o sul, o fluxo de Nordeste, originado no interior da Península, condiciona um redireccionamento da pluma para o Oceano com saída principal em torno da latitude 37°N. O escoamento em Espanha na região da Galiza, Astúrias Cantábrica é

preferencialmente para o norte de Portugal, em função do fluxo meridional, enquanto que na região da Extremadura, a zona de confluência permitiu que parte da pluma seja redireccionada para o território português e em seguida, para o Oceano. Em 12/08/2003 (figura 7.18e), o fluxo volta a ser meridional ao longo da costa portuguesa, com escoamento preferencial a sul do Atlântico.

As figuras 7.19 correspondem a descrição média para o CO no nível de 1100 metros. Em 07/08/2003 (figura 7.19a), o anticiclone no Mediterrâneo, observado na malha 1, proporciona entrada de um fluxo praticamente zonal na costa espanhola e em função da topografia da região, a partir de Castela e Leão tornar-se de Sudeste, enquanto que em Portugal o fluxo é de Nordeste. Assim, a exportação da pluma em Espanha são de duas formas, uma parte é transportada para a Baía de Biscaia e a outra é transportada para o território português e é direccionada a oeste do Atlântico.

Em 08/08/2003 (figura 7.19b) o padrão de transporte do CO é similar ao observado no horário anterior, entretanto, verifica-se a formação de um anticiclone a oeste da Galiza e uma depressão nas regiões de Extremadura e Andaluzia, resultando num escoamento preferencial a oeste do Atlântico. No território português há ligeira diminuição da concentração do CO, principalmente em Trás-os-Montes e Alto Douro, com valores máximos no Centro-Sul do país. Após 24 horas (figura 7.19c), enfraquece a influência do anticiclone a oeste da Galiza, intensificando núcleos de concentrações de CO, na ordem de 5.000 ppb, praticamente em todo o território português, além das regiões da Galiza e Extremadura, em Espanha, com exportação da pluma de fumaça similar ao horário anterior, tornando-se mais ao sul do Oceano em 10/08/2003 (figura 7.19d).

Às 12:00 UTC de 12/08/2003 (figura 7.19e) há diminuição dos valores máximos, com núcleos mais localizados principalmente nas regiões do Algarve e Beira Interior, em Portugal. O fluxo é de Oeste mudando para meridional à medida que abrange a zona de confluência, exportando a pluma de fumaça na direcção preponderante para a Baía de Biscaia. No território português observa-se uma zona de confluência de tal forma que, uma parte da pluma de fumaça é desviada para o sul do país, misturando-se com a pluma proveniente do Algarve e é transportada para o Oceano e outra parte da pluma é desviada para a região da Galiza em direcção a Baía de Biscaia.

O conteúdo do material particulado ( $PM_{2.5}$ ), em  $\mu g.m^{-2}$ , integrado na coluna atmosférica

é apresentado nas figuras 7.20, com máximos observados no território português e nas regiões do Centro, Norte e numa faixa da Extremadura no espanhol em 07/08/2003 (figura 7.20a). A presença de valores máximos transportada ao longo da Baía de Biscaia para o interior do território espanhol, misturando-se com a pluma existente nesta região e assim, a exportação apresenta dois padrões de escoamento, uma parte para Portugal e outra, devido ao fluxo meridional, para o Atlântico. Em Portugal, uma parte da pluma é confinado no interior da Península, em função a zona de confluência, e outro a oeste do Oceano.

O padrão de escoamento é similar às 12:00 UTC de 08/08/2003 (figura 7.20b) com diminuição do  $PM_{2.5}$  sobre o território espanhol, apesar de manter núcleos expressivos nas regiões Norte e Sul do país. Em 09/08/2003 (figura 7.20c) intensifica o  $PM_{2.5}$  em todo o território português e nas regiões da Galiza, Astúrias e Andaluzia em Espanha. A oscilação da zona de confluência na PI, além de vento de Noroeste ao longo da costa portuguesa, devido a actuação do anticiclone, mantém o padrão similar do horário anterior para a exportação da pluma com desvio preponderante a oeste do Atlântico que 24 horas depois (figura 7.20d) o fluxo é praticamente meridional que exporta a pluma mais a sul do Oceano. Há ainda uma exportação da pluma para o interior da Península ao longo da zona de confluência e em 12/08/2003 (figura 7.20e) diminui sua influência, apesar de ainda confinar uma parte da pluma, mas de forma geral, o escoamento é preponderante para o Oceano. A presença do  $PM_{2.5}$  na ordem  $900 \mu\text{g.m}^{-2}$  sobre da região da Galiza, Castela e Leão e Andaluzia no território espanhol e regiões do Norte e Sul do território português.

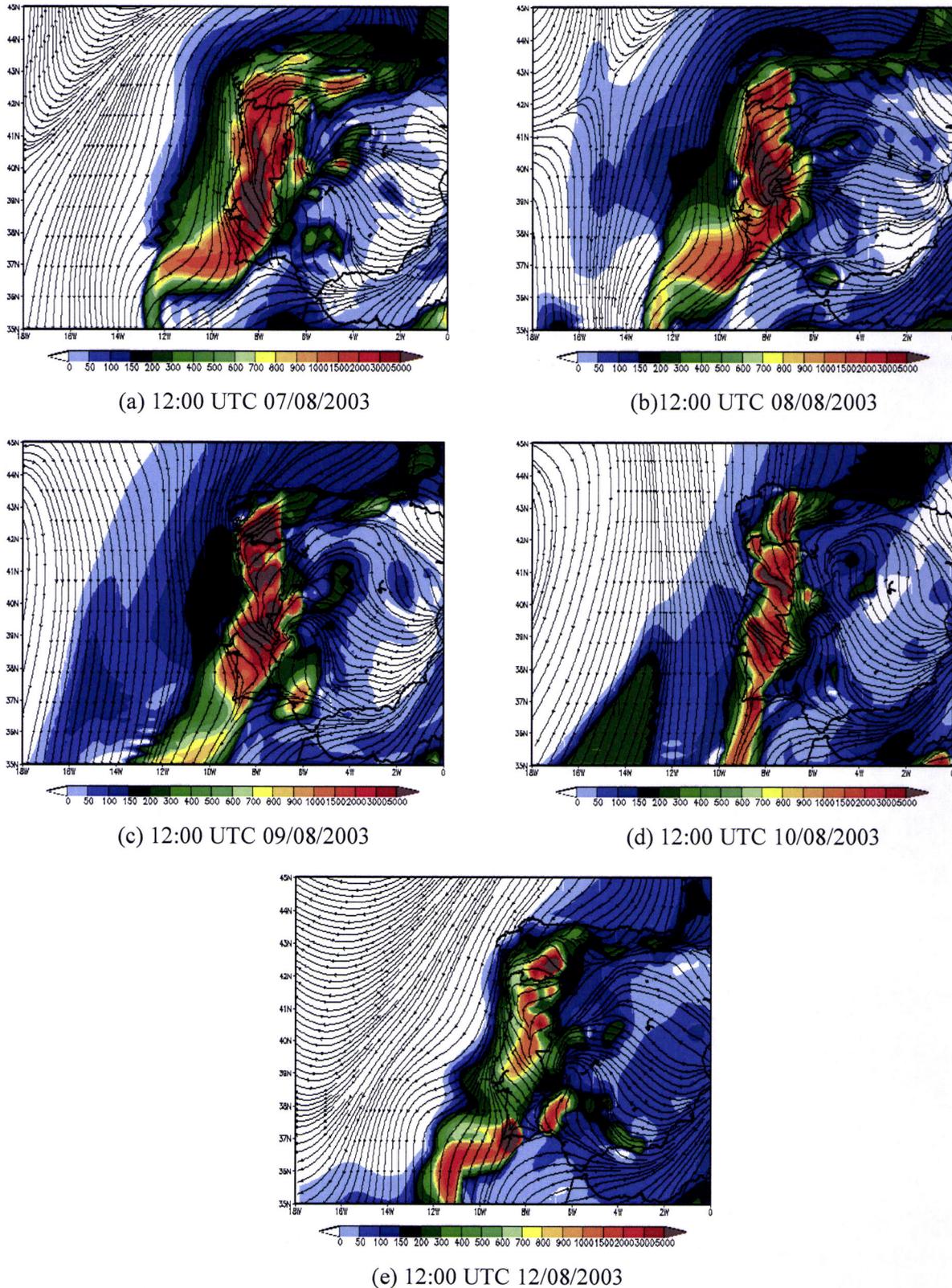


Figura 7.18: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do monóxido de carbono (CO), em ppb, com a sobreposição do campo do vento na altitude de 53 metros acima da superfície para resolução da malha 2 (20 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.

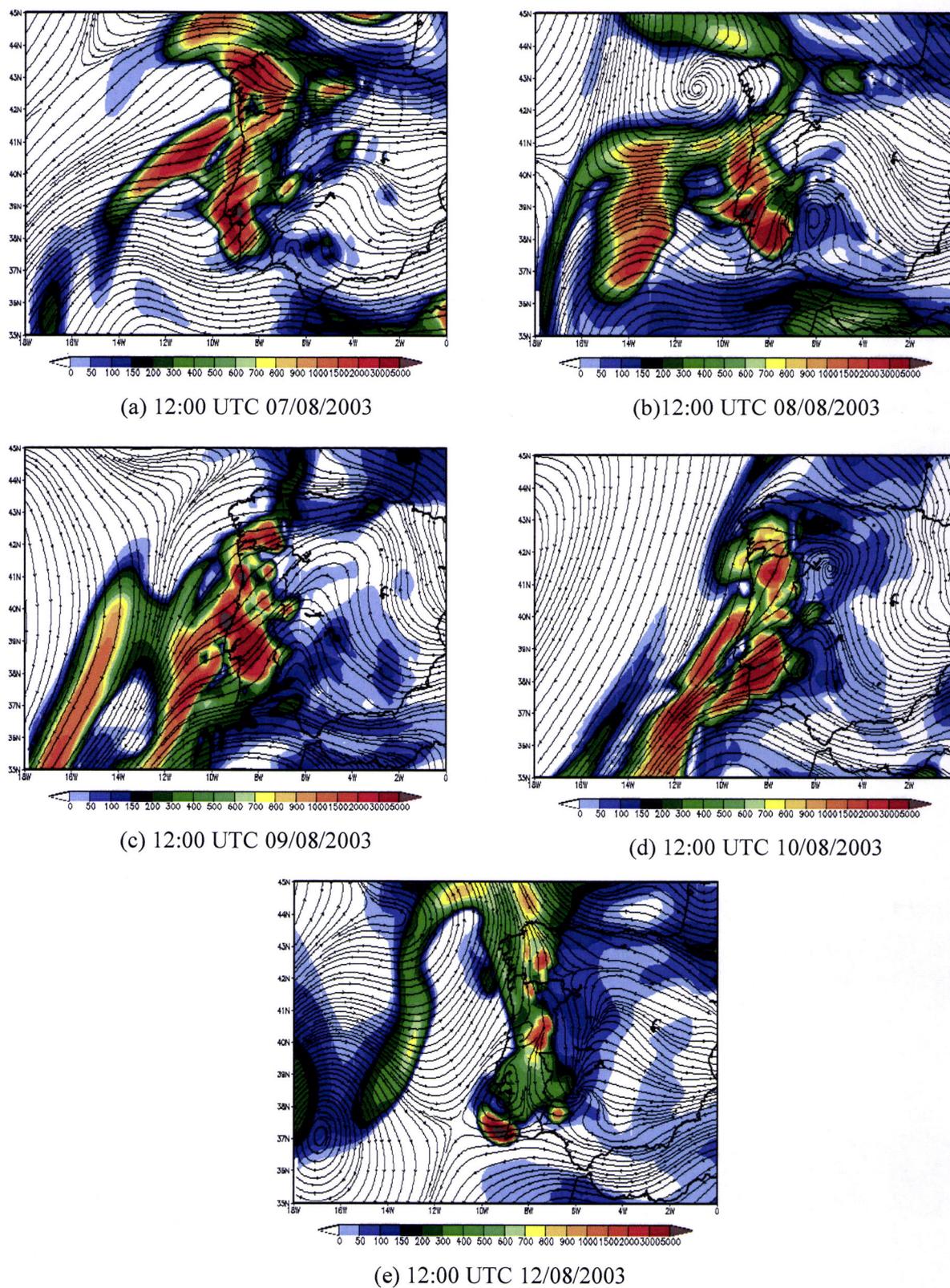


Figura 7.19: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do monóxido de carbono (CO), em ppb, com a sobreposição do campo do vento a altitude de 1100 metros acima da superfície para resolução de malha 2 (20 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.

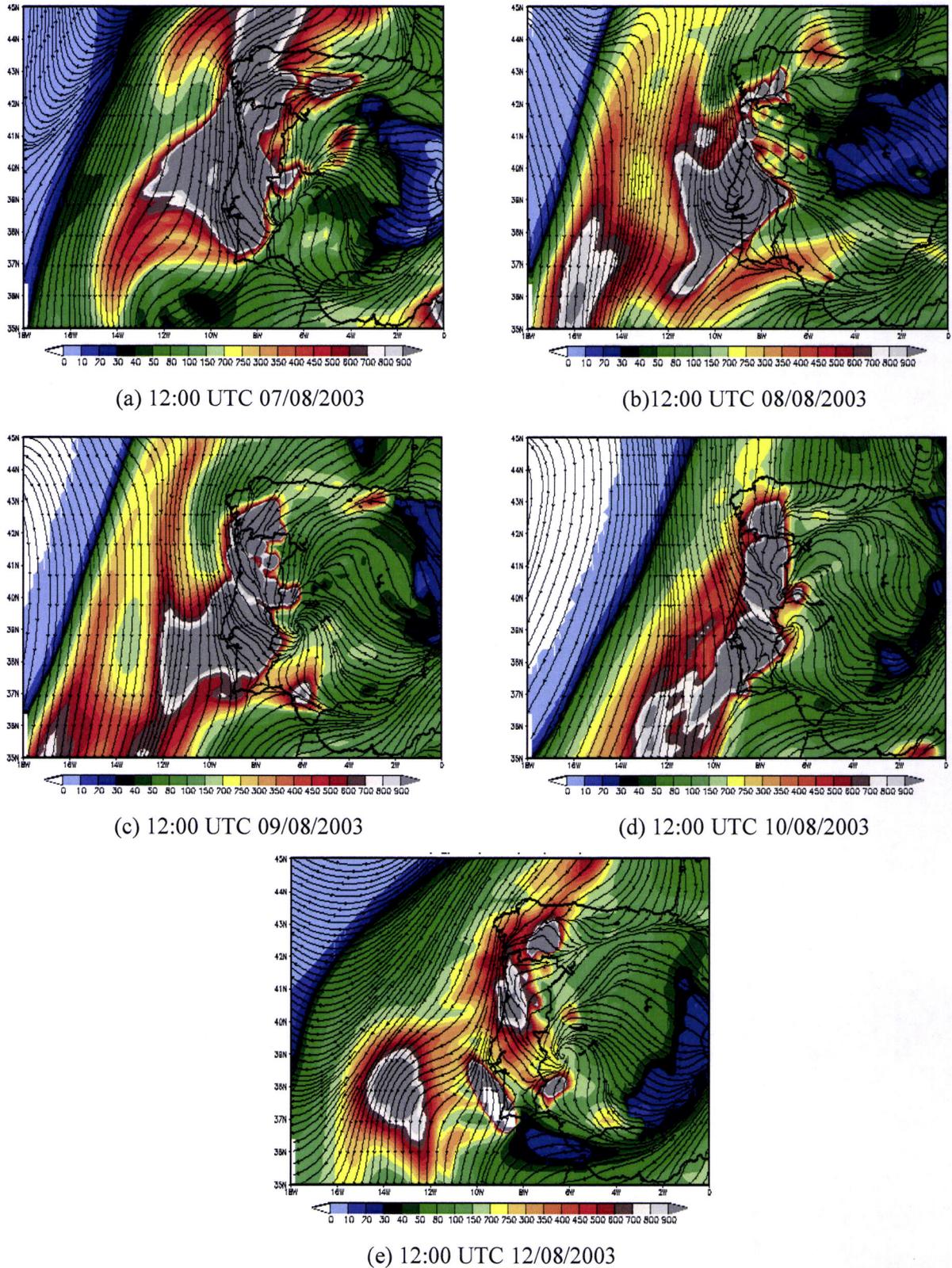


Figura 7.20: Simulações numéricas obtidas pelo CATT\_BRAMS da concentração e transporte do material particulado ( $\text{PM}_{2.5}$ ), em  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , integrada na coluna atmosférica com a superposição do campo do vento para resolução da malha 2 (20 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.

### 7.2.4.3 - Resultados das simulações para a malha 3

A descrição a seguir corresponde a média a cada 6 horas de simulação para resolução de 5 km, abrangendo Portugal Continental e parte do Oceano Atlântico, com objectivo de pormenorizar as concentrações e o transporte do monóxido de carbono (CO) e do conteúdo de material particulado (PM<sub>2.5</sub>). Assim, as figuras 7.21 apresentam o campo espacial da pluma de fumaça do monóxido de carbono (CO), em ppb (parte por bilhão), no nível de 53 metros, as figuras 7.22 para pluma do CO em 1100 metros e as figuras 7.23 para o material particulado (PM<sub>2.5</sub>), integrado na coluna atmosférica em  $\mu\text{g.m}^{-2}$  ambas as figuras com a sobreposição das linhas de corrente do fluxo de ar.

Às 00:00 UTC de 07/08/2003 (figura 7.21.a1) há concentração do CO principalmente nas regiões da Beira Interior e ao longo da Beira Litoral até o Alentejo, com valores máximos na ordem de 10.000 ppb, que intensificam às 06:00 UTC (figura 7.21.a2) e diminuem às 12:00 e 18:00 UTC (figuras 7.21.a3 e 7.21.a4). O escoamento é devido a presença dos anticiclones (observado na malha 1), confinando a pluma na zona de confluência e quando fica sobre a influência do vento meridional, o transporte se dá a sul do Oceano. Há concentrações de CO originadas na região de Galiza, em Espanha, onde a pluma de fumaça, em função da actuação do anticiclone, é deslocada para o interior do território português, misturando-se com a pluma existente nesta região.

As regiões do Norte e Centro do país voltam a apresentar núcleos de valores máximos de CO na ordem de 8.000 ppb em 08/08/2003 (figuras 7.21.b1 e 7.21.b2), excepto em uma parte do Algarve. Em relação a exportação do CO, o fluxo de Nordeste no Norte do país, originado no interior da PI e o fluxo de Noroeste do Oceano, influenciam no deslocamento da pluma tanto no território português como Norte da Espanha, mantendo duas saídas de exportação, uma parte é desviada para o interior do território português ultrapassando a fronteira e atingindo a região da Extremadura e a outra parte é desviada, em função do fluxo meridional, a sul do Oceano. Após 6 horas de simulação (figura 7.21.b3) a oscilação da zona de confluência do Centro ao Norte do litoral português, confina a pluma nesta região, enquanto que o restante do território tem um transporte preferencial de Este para o Oceano. Às 18:00 UTC (figura 7.21.b4) devido ao fluxo de Oeste, a exportação preponderante do poluente é corrente mais para o Centro do país, além de manter o transporte a sul do Oceano.

Em 09/08/2003 às 00:00 UTC e 06:00 UTC (figuras 7.21.c1 e 7.21.c2), os resultados das simulações mostram núcleos de valores máximos da concentração do CO, mantendo a consistência no Norte e Centro e valores médios no restante do país, além da presença de pluma de fumaça proveniente dos incêndios na região da Galiza, em Espanha. Em relação a exportação, o fluxo de Noroeste intensifica a pluma mais para o interior do país e a oscilação da zona de confluência, proporciona uma ligeira expansão no Centro-Sul e redirecciona para o Oceano. Às 12:00 UTC (figura 7.21.c3) devido a oscilação da zona de confluência para o litoral português, verifica-se a formação de uma depressão próximo a região de Lisboa, sendo que o padrão de exportação da pluma é de forma, que ao Norte, tende a ser escoada para o interior do país e a partir do Centro é escoada para o Oceano. Após 6 horas de simulação (figura 7.21.c4), o comportamento do transporte apresenta configuração características similares ao horário anterior, verificando-se ainda, a dissipação da depressão.

Em 10/08/2003 o anticiclone localizado no Oceano (malha 1) mantém sua influência no deslocamento da pluma dos incêndios para o interior da PI em função da zona de confluência e posteriormente tende a ser exportada em uma faixa estreita a sul do Oceano para todos os horários. Em relação a concentração do CO há intensificação às 00:00 UTC (figura 7.21.d1) ao longo do país e diminuem no decorrer do dia (figura 7.21.d2,d3 e d4). O deslocamento da pluma em 12/08/2003 não difere dos eventos anteriores, com a pluma de fumaça confinada ao longo da região de confluência, expandindo sua abrangência sobre o Oceano, enquanto que a partir da região Sul do país, o escoamento é directamente para o Oceano. Às 00:00 UTC (figura 7.21.e1) verifica-se núcleos com valores máximos, principalmente na região do Algarve, além das regiões da Galiza e Andaluzia, em Espanha. Às 06:00 UTC (figura 7.21.e2), a pluma de fumaça expande a partir do Centro para o Sul do país, mantendo as áreas de concentrações de valores máximos observadas no horário anterior, com intensificação no Algarve. Verifica-se ainda, que há um transporte de CO da região sul da Espanha para o noroeste atingindo Portugal. Às 12:00 UTC (figura 7.21.e3) devido a oscilação da zona de confluência sobre o território português, há manutenção da pluma em uma faixa a partir do litoral ao Centro, sendo ligeiramente expandida nesta região. Às 18:00 UTC (figura 7.21.e4) volta a intensificar os núcleos de valores máximos localizados ao longo do país, principalmente na região do Algarve e Beira Interior, além de núcleos nas regiões da Galiza, em Espanha.

As figuras 7.22 correspondem a descrição média a cada 6 horas de simulação do CO no nível de 1100 metros. Em 07/08/2003 às 00:00 UTC (figura 7.22.a1) há predominância de ventos de Nordeste ao longo do território português deslocando a pluma para oeste do Oceano Atlântico, com núcleo de valores máximos de CO na região de Lisboa e Setúbal, em Portugal. Seis horas depois (figura 7.22.a2) aumenta a expansão da pluma sobre o Oceano, devido ao fluxo intenso de Nordeste proveniente do interior da Península com fluxo praticamente zonal às 12:00 UTC (figura 7.22.a3), e às 18:00 UTC (figura 7.22.a4), volta a apresentar núcleos de valores máximos de CO em pontos que atingem do Norte ao Centro-Sul do país, além de focos observados na região da Galiza, em Espanha. O escoamento mantém-se preferencialmente para o Oceano, apesar da presença de uma zona de confluência que atinge o Centro de Portugal, proporcionando um deslocamento da pluma para a região do Alentejo.

Em 08/08/2003 o padrão da configuração das características de circulação atmosférica é similar a do evento anterior, com a presença de pluma de fumaça atingindo diversas regiões de Portugal com núcleos máximos na região de Lisboa e Setúbal e médios na região do Alentejo. A exportação da pluma é de Nordeste para Sudeste atingindo o Atlântico. Às 06:00 UTC (figura 7.22.b2) observa-se a presença da pluma, principalmente sobre a região do Alentejo. Às 12:00 UTC e 18:00 UTC (figura 7.22.b3 e 7.22.b4) a formação de uma crista, que abrange a parte central do país, proporciona uma faixa no sentido Nordeste-Sudoeste da pluma de fumaça, mantendo a exportação preferencial para o Atlântico.

O fluxo preponderante de Nordeste em 09/08/2003 (figura 7.22.c1,c2), originado no interior da PI, manteve a exportação da pluma da fumaça das regiões portuguesas e espanholas a oeste do Atlântico, com núcleos de valores máximos e médios praticamente em todo o domínio. Às 12:00 UTC (figura 7.22.c3) a presença de um anticiclone no Norte de Portugal, proporcionou um fluxo de Nordeste na região e a partir do Centro-Norte o fluxo é preferencialmente de Sudeste, conservando o transporte da pluma de fumaça ao longo do Oceano com expansão a sudoeste. Às 18:00 UTC (figura 7.22.c4) a presença da zona de confluência de ventos, confina uma parte da concentração de CO, principalmente no Centro de Portugal e a medida que atinge o fluxo zonal é exportado para o Oceano, proporcionando um corredor de sentido Nordeste-Sudeste. Há ainda uma parte da pluma de fumaça do CO originada da região da Galiza, que desloca-se para o

Norte de Portugal, ficando sobre a influência da região de confluência e uma outra parte que atinge o fluxo meridional e é direccionada para o corredor de exportação existente no Atlântico.

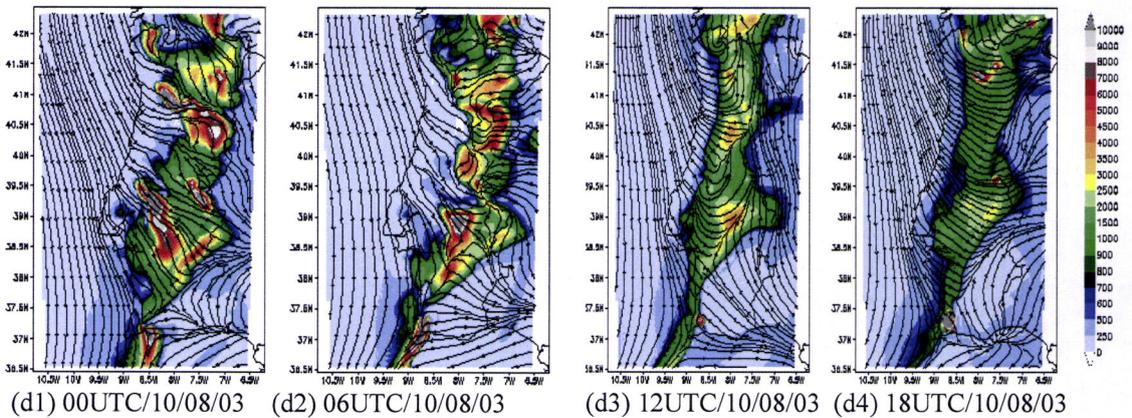
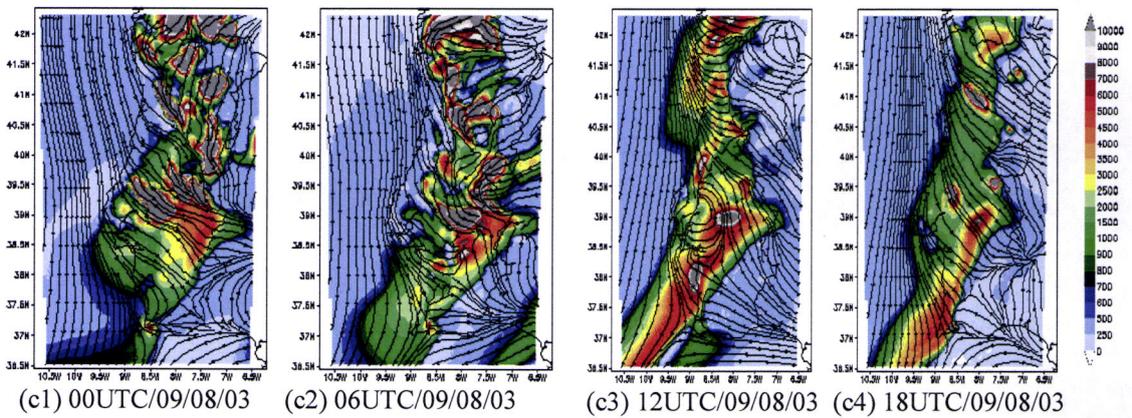
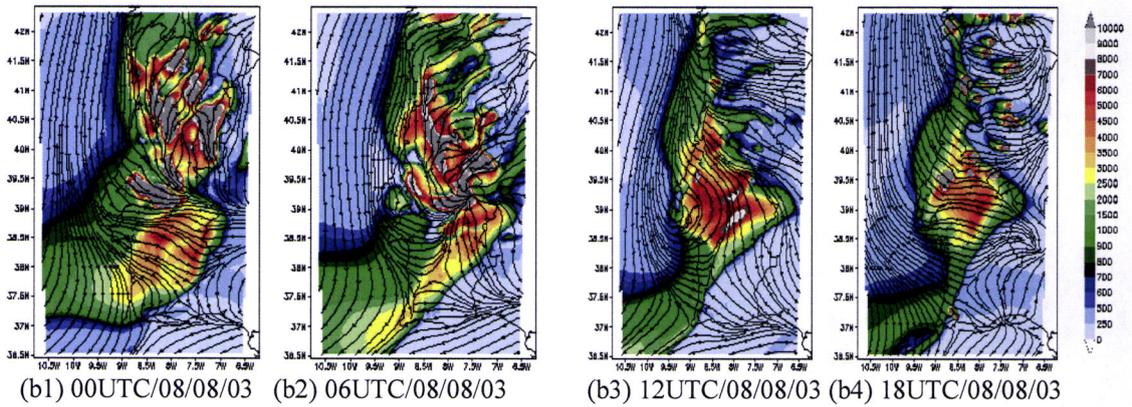
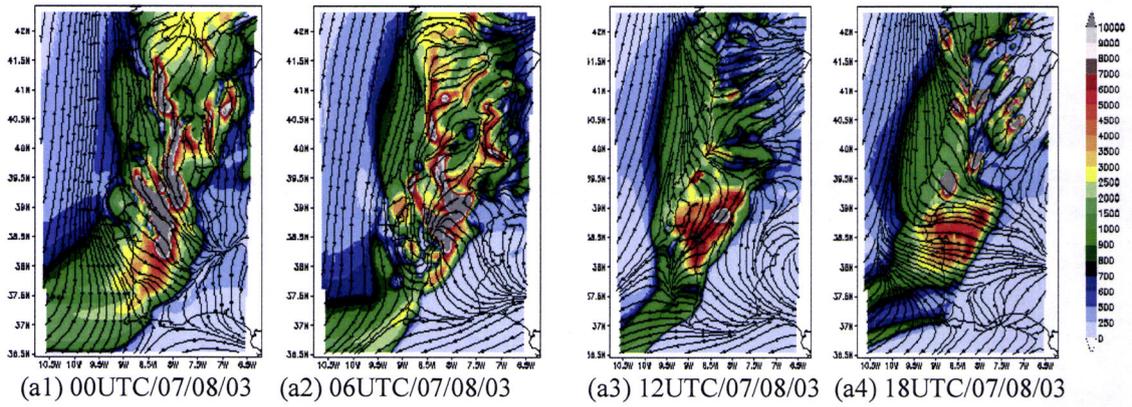
Em 10/08/2003 às 00:00 UTC e 06:00 UTC (figuras 7.22.d1 e 7.22.d2) observa-se núcleos expressivos ao longo do território português com fluxo predominante de Nordeste e de Sudeste na região sul, mantendo o corredor de transporte do CO para o Oceano. Às 06:00 UTC (figura 7.22.d2) o fluxo de Sudeste intensifica e abrange todo o território e, desta forma, a pluma é transportada para a costa portuguesa sendo redireccionada para o corredor de exportação no Atlântico. Às 18:00 UTC (figura 7.22.d4) a zona de confluência volta a influenciar, com a formação de uma circulação fechada na costa norte portuguesa, mantendo uma parte da pluma de fumaça confinada nesta faixa e outra é desviada para o corredor, mais atenuado, sobre o Oceano. Há ainda a presença de um núcleo de valor máximo de CO na região do Algarve, com deslocamento preferencial para o Oceano. Em 12/08/2003 o padrão de exportação é similar ao evento anterior (7.22.e.) e a pluma de fumaça originada na região de Algarve mantém o escoamento com fluxo de Sudeste para Oceano, expandido à medida que dirige para noroeste e para as regiões Centro e Norte de Portugal. Em relação a pluma localizada na região da Extremadura, em Espanha, tende a ser deslocado para o interior do território português, sendo mais evidente após doze horas de simulação (figura 7.22.e3).

As figuras 7.23 apresentam o conteúdo do  $PM_{2.5}$  para o período analisado. Há concentração com valores máximos na ordem de 900 ppb, principalmente no Centro e Norte de Portugal e, a partir do dia 10/08/2003 na região do Algarve, além de máximos na região da Galiza, em Espanha. A exportação é condicionada por um fluxo de Nordeste variando de Sudeste no sul do país, que associado a uma circulação fechada na região de Extremadura, proporciona um escoamento preponderante para o Atlântico em 07/08/2003. Às 18:00 UTC (figura 7.23.a4) observa-se no Centro-Sul do país, a presença de uma zona de confluência, com dois padrões de escoamentos, uma parte é desviada para o interior do território e a outra é para o Atlântico.

O padrão observado para o evento de 08/08/2003 às 00:00 UTC (figura 7.23.b1) mostra fluxos de Nordeste no Norte e de Sudeste no restante do país, exportando concentrações do  $PM_{2.5}$  ao longo da costa portuguesa para o Atlântico, tornando-se mais acentuado esta

exportação seis horas depois (figura 7.23.b2). Às 12:00 UTC (figura 7.23.b3) o fluxo tornar-se de Sudeste no Centro-Sul do país, em função da formação de uma crista nesta região que enfraquece às 18:00 UTC (figura 7.23.b4), mantendo o transporte para o Oceano, com um corredor preferencial na faixa Nordeste-Sudeste.

Em 09/08/2003 o padrão de exportação do  $PM_{2.5}$  continua a ser preponderante para o Atlântico, intensificando esse padrão de escoamento seis horas depois (figura 7.23.c2), com um núcleo máximo na região do Alentejo. Às 12:00 UTC (figura 7.23.c3) há formação de circulações fechadas no Norte do país, com fluxo de Sudeste ao longo do território mantendo o escoamento para o Oceano, principalmente na zona de actuação da crista. Após seis horas de simulação (figura 7.23.c4), há uma zona de confluência com dois padrões de escoamentos, uma parte é transportada para o interior do território, devido ao fluxo de Noroeste do Oceano e, a medida que abrange o fluxo meridional ao longo da costa portuguesa é transportada a sul do Atlântico, mantendo este comportamento em 10/08/2003 às 00:00 UTC (figura 7.23.d1). Às 06:00 UTC (figura 7.23.d2) verifica-se a presença de pluma de fumaça sobre o território, excepto em Faro e parte de Beja, devido a vento de Sudeste, originado no interior do país. Verifica-se que a zona de confluência na região Norte do país, influencia o escoamento de tal forma que, uma parte é desviada para a região da Galiza e a outra para a costa portuguesa sendo redireccionado para o Oceano, o mesmo padrão é observado para os demais horários. Para o evento de 12/08/2003 a concentração do  $PM_{2.5}$  diminui no território português, excepto na região do Algarve e nas regiões da Galiza e Extremadura, em Espanha. A exportação é similar aos horários anteriores, com exportação para o Oceano, devido ao fluxo de Nordeste. Há ainda o deslocamento da pluma originada na região da Extremadura para o interior de Portugal. Às 12:00 UTC (figura 7.23.e3) há intensificação do  $PM_{2.5}$  originado dos incêndios na região do Algarve. Seis horas depois (figura 7.23.e4) há um anticiclone na região sul do país com dois padrões de escoamentos, uma parte é direccionada para o interior do território, em função da zona de confluência, e a outra a sul do Oceano.



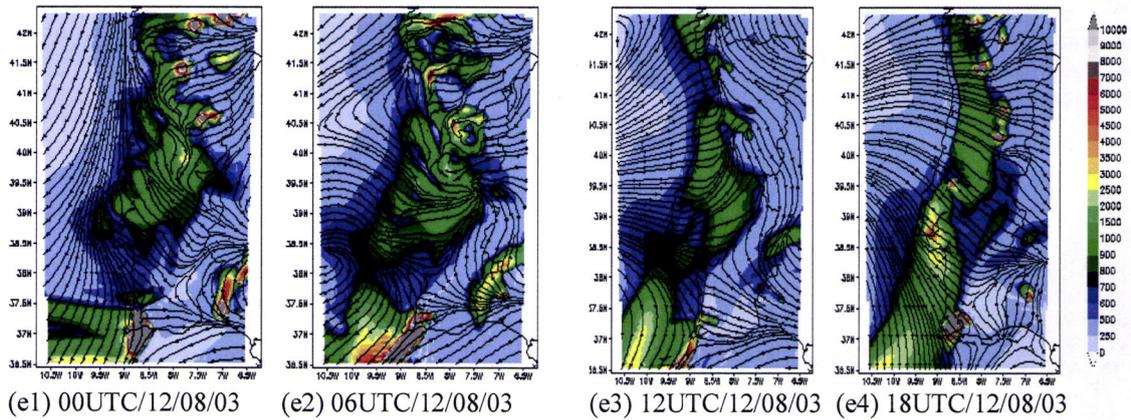
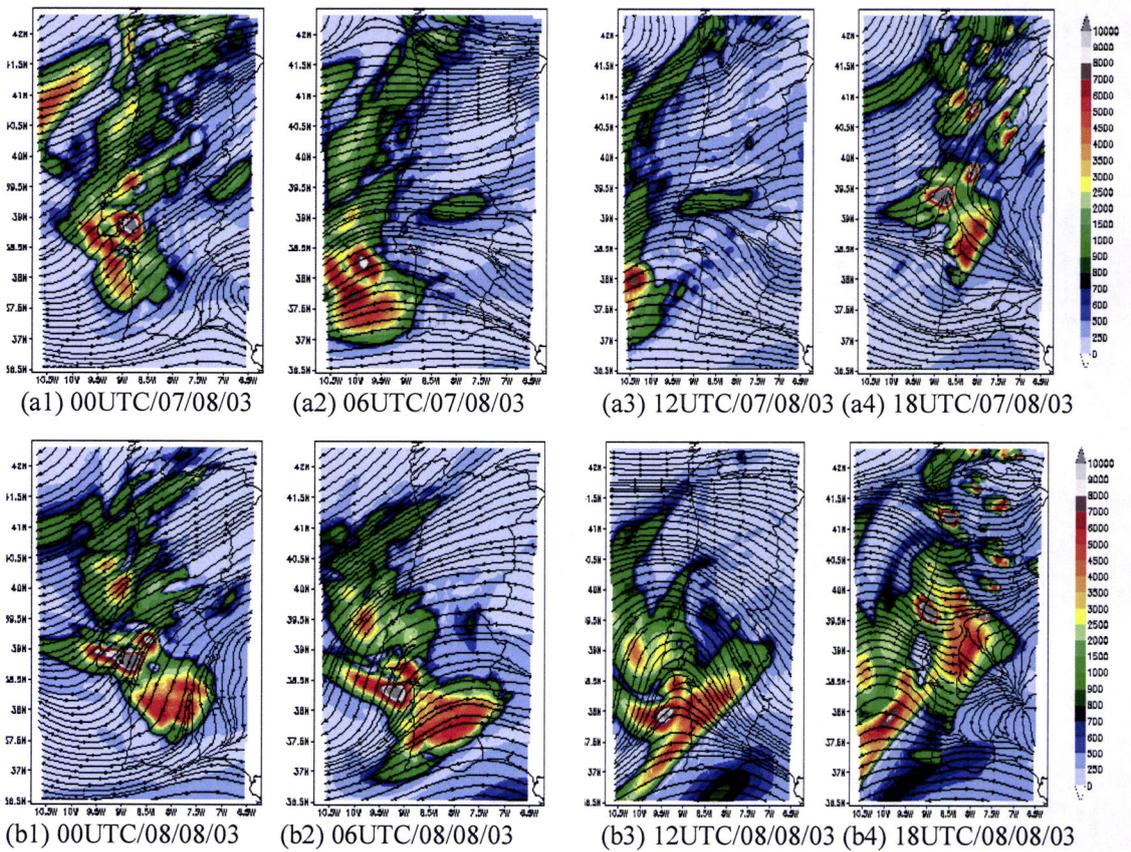


Figura 7.21: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do monóxido de carbono (CO), em ppb, com a sobreposição do campo do vento na altitude de 53 metros acima da superfície, para malha 3 (5 km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.



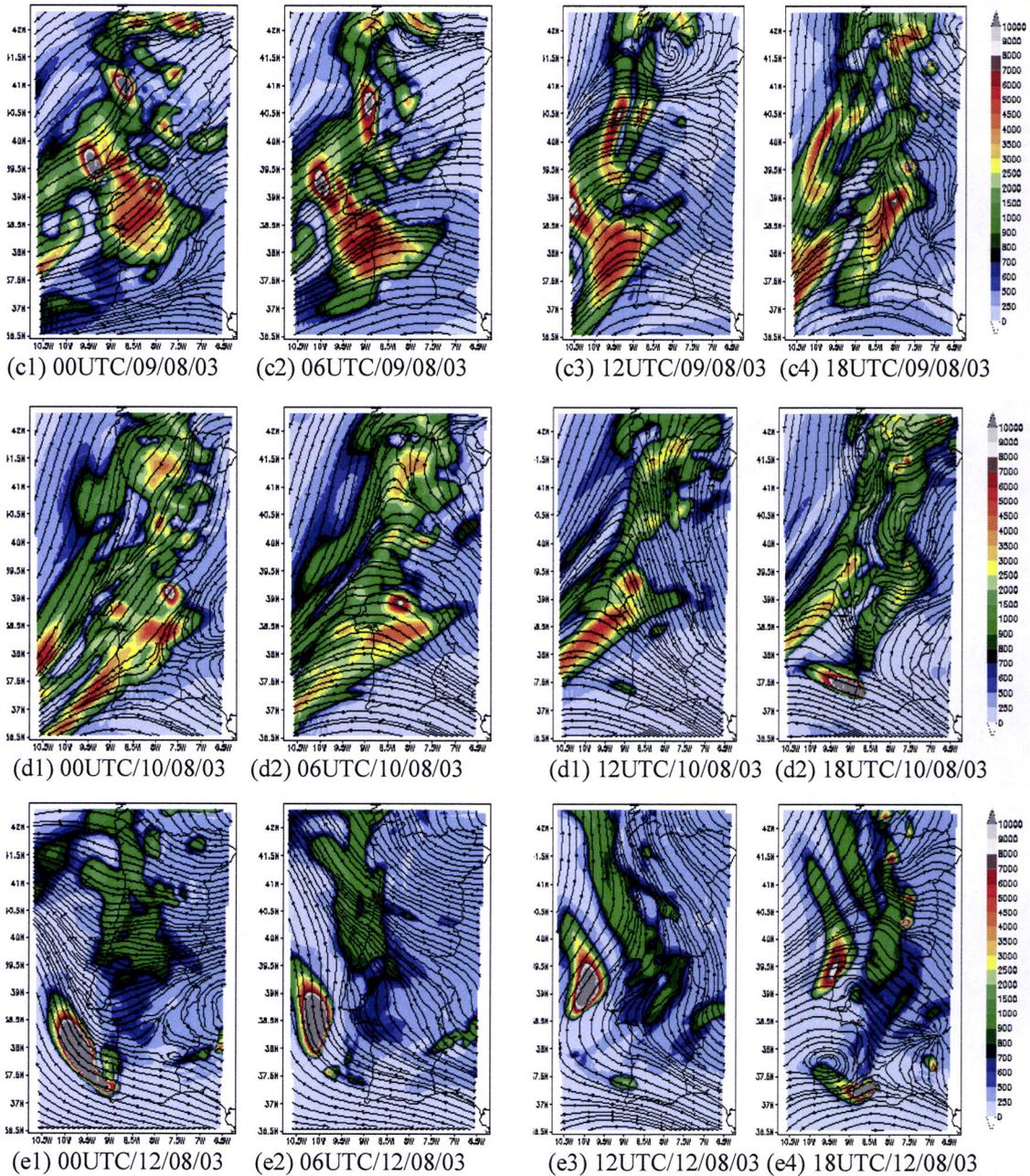
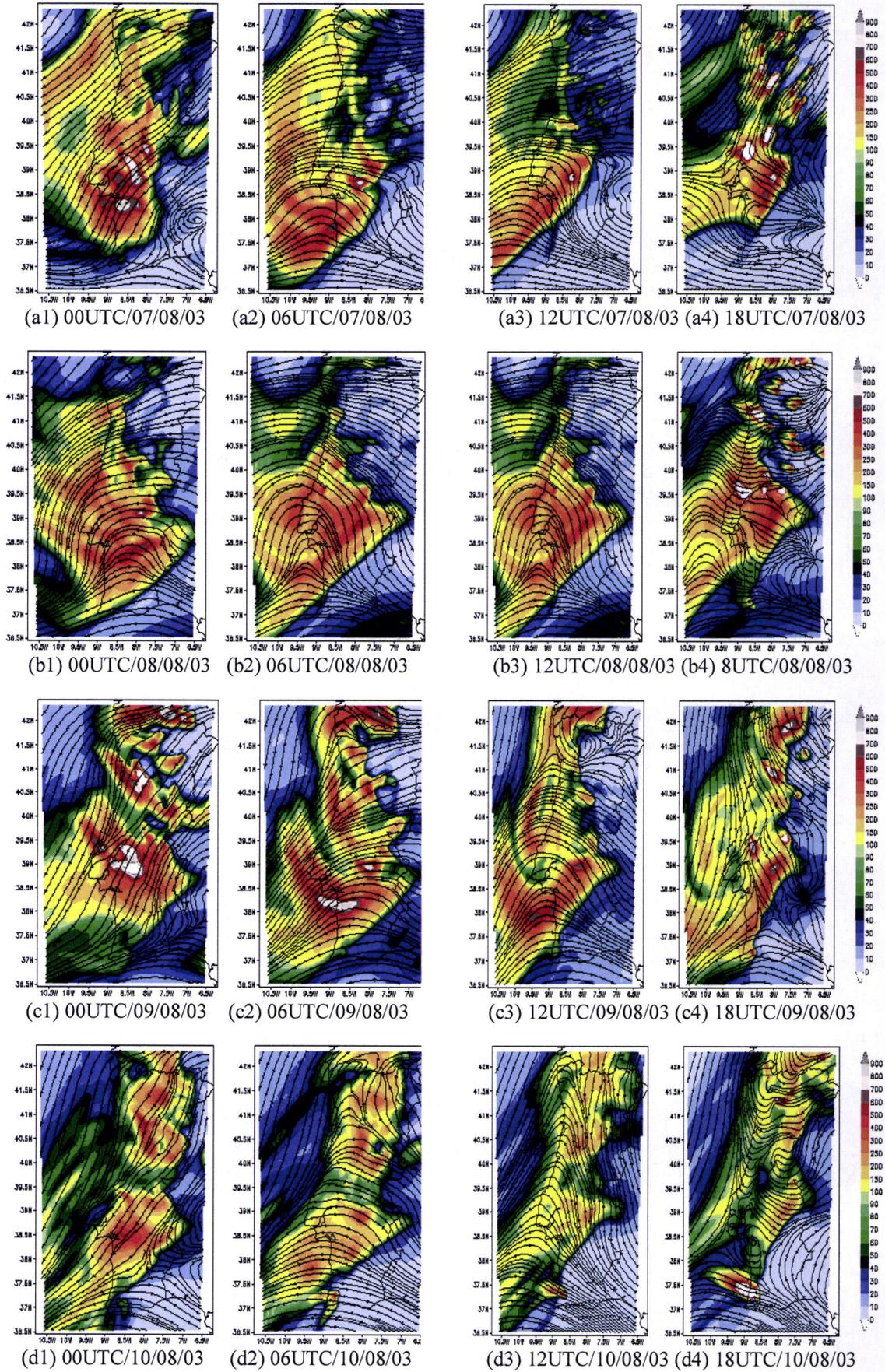


Figura 7.22: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS do monóxido de carbono (CO), em ppb, com a sobreposição do campo do vento na altitude de 1100 metros acima da superfície para resolução da malha 3 (5km), durante o período 7 – 12 de Agosto de 2003.



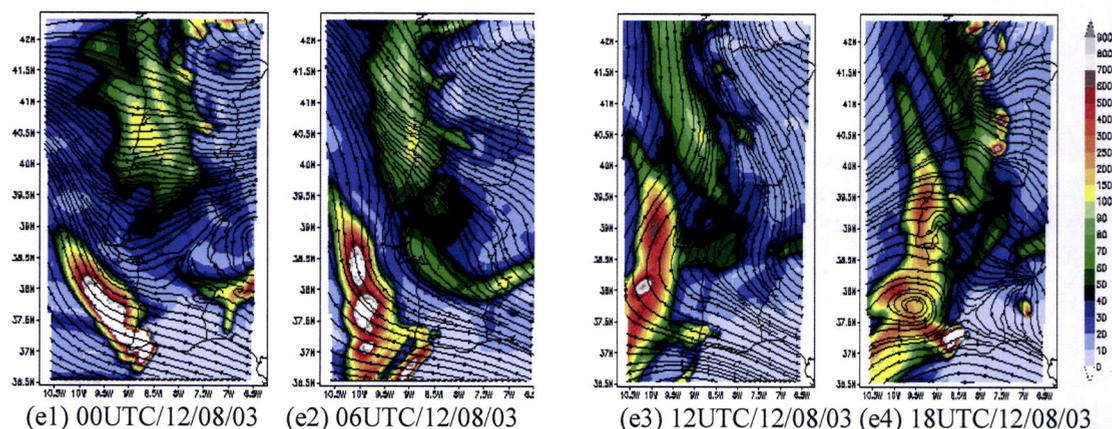


Figura 7.23: Simulações numéricas obtidas pelo CATT-BRAMS da concentração e transporte do material particulado ( $\text{PM}_{2.5}$ ), em  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , integrada na coluna atmosférica com a sobreposição do campo do vento para resolução da malha 3 (5km), durante o período de ocorrência de incêndios.

Para validar os resultados simulados, as figuras 7.24 e figuras 7.25 apresentam a espessura óptica do aerossol, no canal 550 nm, e a concentração de massa, dado em unidade de massa por unidade de área, que são produtos derivados do sensor MODIS/TERRA para o período de 07 a 12 de Agosto de 2003 em horários alternados, em função da passagem do satélite, estando próximo às 12:00 UTC, respectivamente.

A espessura óptica do aerossol mostra para todos os eventos que, de modo geral, a distribuição espacial apresentou concentrações praticamente em todo o território português, além das regiões dentro do domínio do território espanhol e africano, excepto para o evento de 10/08/2003 que está caracterizado por uma atmosfera praticamente limpa, excepto por algumas plumas de fumaça isoladas sobre os territórios português e espanhol, indicando uma maior concentração sobre o Oceano Atlântico. Para o evento de 12/08/2003 há uma intensificação, principalmente para a região do Algarve, onde foi registado um incêndio de grande proporção, indicando assim, que a distribuição das concentrações espaciais são similares aos padrões previstos pela simulação numérica obtidas pelo modelo (malha2), embora a quantidade de partículas de aerossol na coluna vertical seja subestimada para as concentrações simuladas e que pode estar associada à diluição da fumaça na célula da malha do modelo, perda de massa ao longo do transporte simulado e no caso das regiões fontes de emissão, a não detecção de pequenos focos de queimadas pelo satélite.

Para concentração de massa, comparações deste produto com o simulado pelo modelo

(malha 2) apresenta de maneira geral, concentrações médias em todo o território português, além das regiões do domínio da malha para os territórios espanhol e africano, com máximo observado para o evento de 09/08/2003, principalmente nas regiões do Norte e ao longo do litoral português e mínimo em 10/08/2003, com concentrações isoladas principalmente no Norte e Sul de Portugal, voltando a intensificar para o evento de 12/08/2003, onde o resultado simulado apresentou um padrão semelhante em relação as regiões que foram mais atingidas pelos incêndios.

As figuras 7.26 apresentam a evolução temporal das concentrações simuladas de CO, em ppb, com a sobreposição das linhas de correntes do fluxo de ar para os distritos que foram atingidos pelos incêndios durante o período de 7 – 12 de Agosto de 2003. A evolução de CO dentro da camada limite planetária mostra valores de até 4.500 ppb confinado numa altura de aproximadamente 2.000 metros para praticamente todos distritos, excepto em Portalegre, que atingiu níveis em torno de 1.500 metros. À medida que o gás é transportado verticalmente e homogeneizado dentro da camada de mistura, decresce em intensidade. A exportação e expansão do poluente na direcção horizontal, devido as condições proporcionadas pelos fluxos de ar que domina o transporte, arrasta o gás na direcção do fluxo dentro da camada limite atmosférica, e os reacendimentos dos incêndios, podem proporcionar elevadas concentrações do poluente na atmosfera. A série temporal do perfil da concentração de material particulado P.M<sub>2.5</sub> (figura 7.27), mostram valores máximos de concentração de 950  $\mu\text{g.m}^{-2}$ , principalmente para o evento de 09/08/2003 e para os demais dias, apresentou oscilações de concentração, caracterizando a presença de material particulado durante todo o período. Para o distrito de Faro mostrou que o resultado simulado apresentou uma boa concordância com um máximo observado a partir do dia 12, que corresponde ao evento de grande intensidade de incêndios, segundo o Relatório da Direcção Geral de Florestas, descrito no item 7.2.1

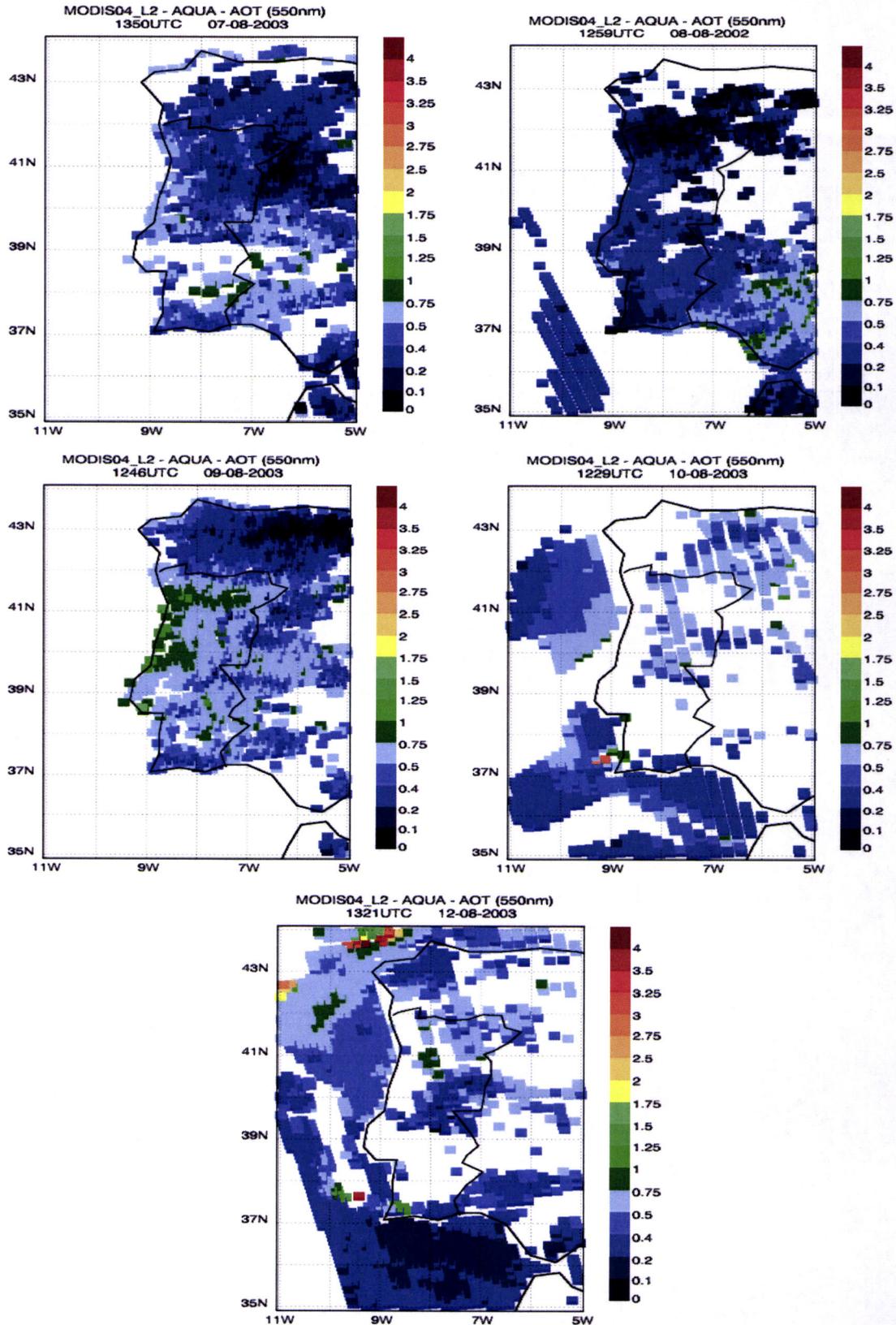


Figura 7.24: Espessura óptica atmosférica, no canal 550 nm, obtida do produto de aerossol operacional do MODIS para o período de 7 - 12 de Agosto de 2003. A barra vertical indica os valores de espessura óptica atmosférica.

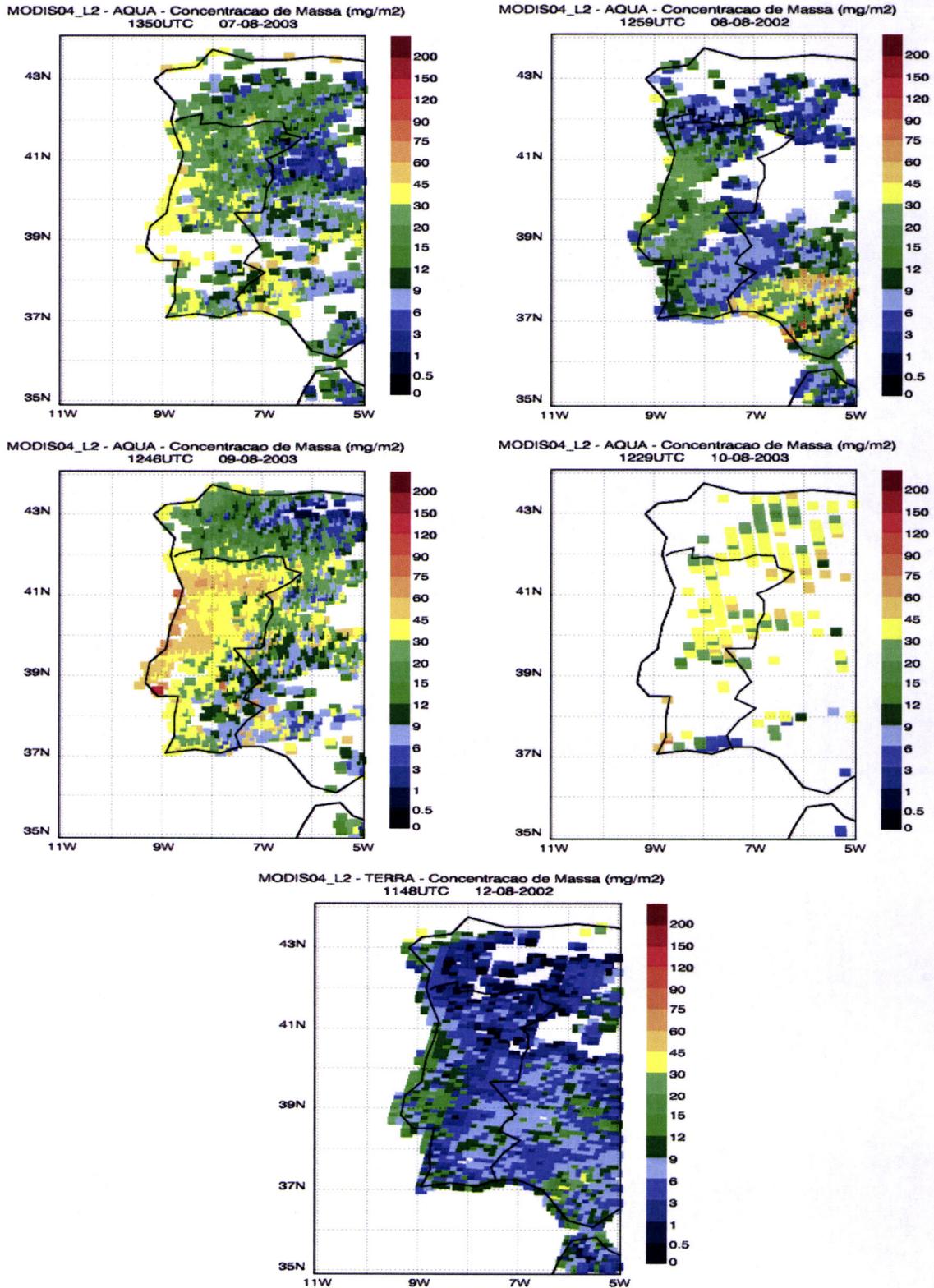


Figura 7.25: Concentração de massa, em mg.m<sup>-2</sup>, obtida do produto de aerossol operacional do MODIS para o período de 7 - 12 de Agosto de 2003. A barra vertical indica os valores de concentração de massa.

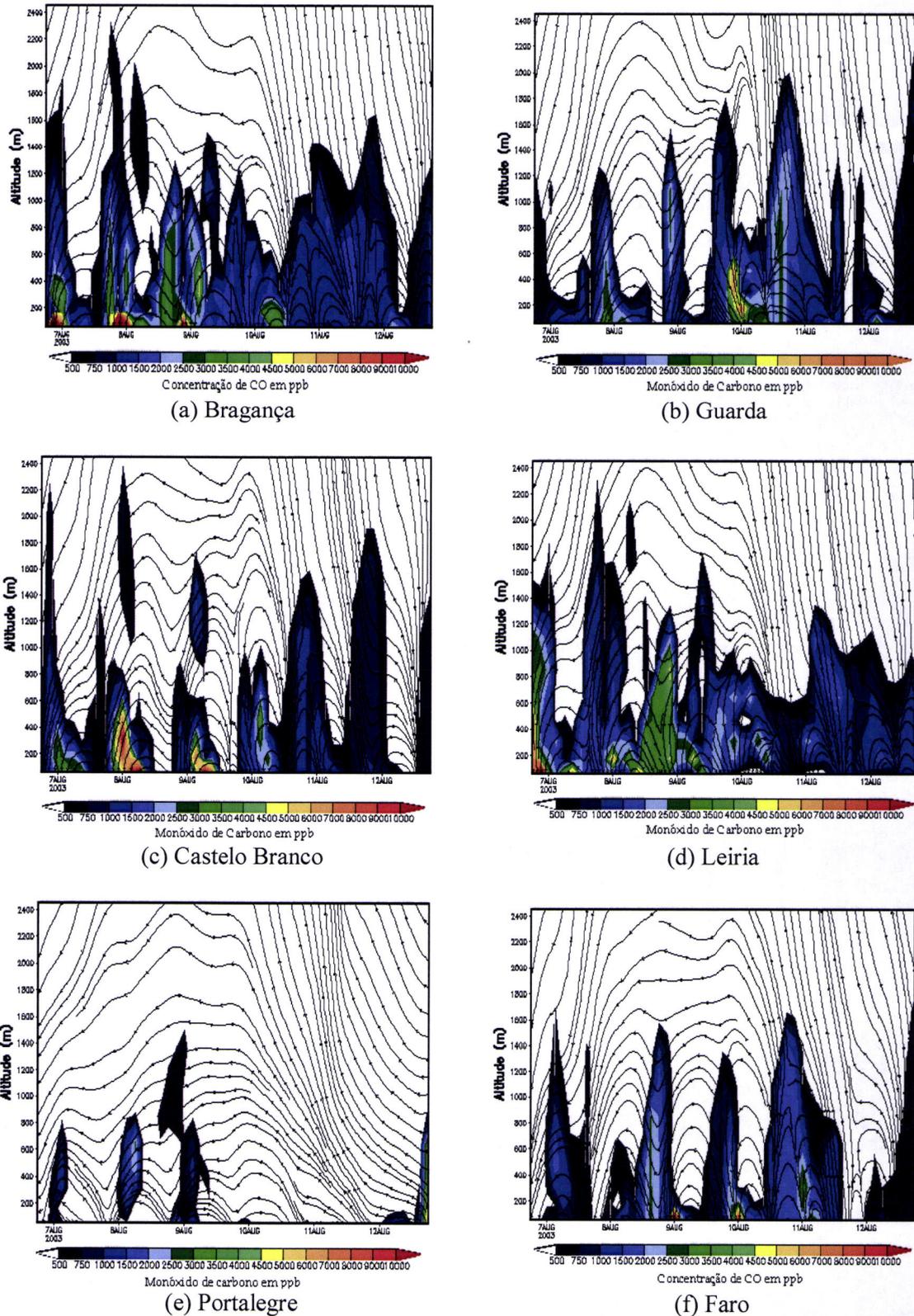
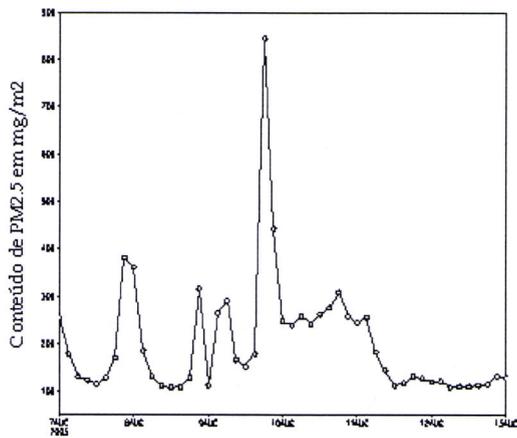
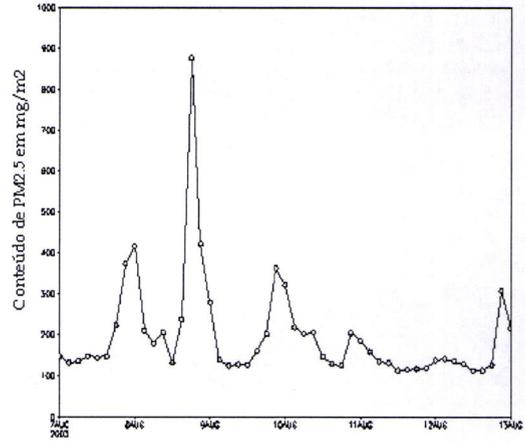


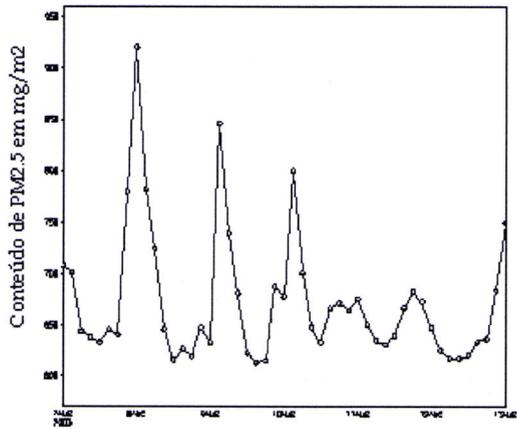
Figura 7.26: Campos simulados para evolução temporal da concentração de monóxido de carbono (ppb) com as linhas de correntes do fluxo do ar em altitude (metros) para os distritos que foram atingidos pelos incêndios durante o período de 7 – 12 de Agosto de 2003.



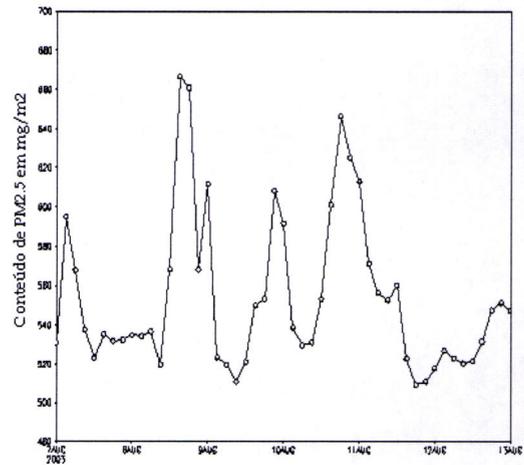
(a) Bragança



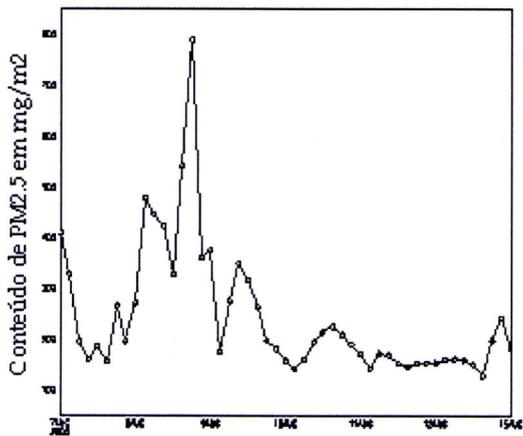
(b) Guarda



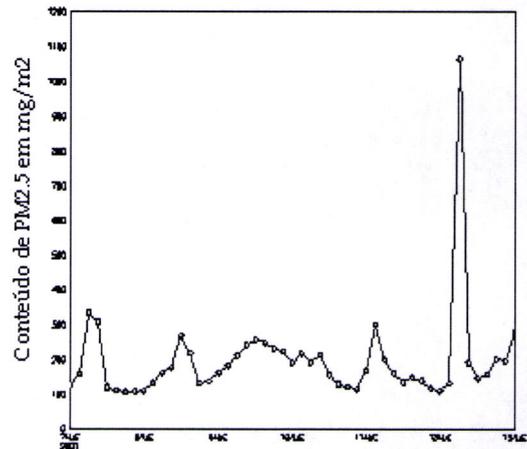
(c) Castelo Branco



(d) Leiria



(e) Portalegre



(f) Faro

Figura 7.27: Campos simulados para evolução temporal dos perfis do conteúdo de material particulado  $PM_{2.5}$  ( $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ ), integrado em uma coluna atmosférica, para os distritos que foram atingidos pelos incêndios durante o período de 7 – 12 de Agosto de 2003.

Uma outra forma de validar os resultados simulados pelo CATT-BRAMS para a concentração do conteúdo  $PM_{2.5}$  foi a utilização dos dados disponibilizados da AERONET (Aerosol Robotic Network) que consiste de uma rede mundial de radiômetros espectrais automáticos que monitora, a partir da superfície, os aerossóis e suas propriedades, mantido pela NASA (National Aeronautics and Space Administration) e expandida por diversas instituições de pesquisas, padronizando os instrumentos, as calibrações e processamento de dados (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>).

Para a região de interesse de estudo, os dados disponibilizados estão localizados em dois pontos na Península Ibérica, um em Portugal na cidade de Évora ( $38^{\circ}34'04''N$ ;  $07^{\circ}54'43''W$ ) e outro em Espanha, na cidade de El Arenosillo ( $37^{\circ}06'18''N$ ;  $6^{\circ}43'58''W$ ) que correspondem aos dados da espessura óptica dos aerossóis (AOT) nos comprimentos de onda dos canais 440nm e 870nm, e o coeficiente de Angstrom. A relação indica que quanto menores forem as partículas (típico das partículas produzidas em fogos) mais selectiva é a influência das mesmas sobre a radiação sendo que o canal 440nm é mais afectado do que o canal 870nm, proporcionando um coeficiente de Angstrom mais elevado ( $> 1$ ). Se houver partículas maiores que  $1\mu m$  (poeiras do deserto, por exemplo) corresponde as espessuras ópticas de valor elevado, em ambos os comprimentos de onda, com coeficiente de Angstrom baixo.

Assim, as figuras 8.28 e 8.29 apresentam as espessuras ópticas dos aerossóis nos canais 440nm e 870nm, coeficiente de Angstrom e concentração do  $PM_{2.5}$  ( $\mu g.m^{-2}$ ) simulado pelo CATT-BRAMS para o período correspondente de 7 a 12 de Agosto de 2003 em Évora e El Aeronosillo, respectivamente, com objectivo de verificar se o modelo gerou valores de concentrações de  $PM_{2.5}$  na presença de partículas de fogos observados nos respectivos canais, principalmente no canal 440nm, uma vez que os valores de AOT no comprimento de onda mais pequeno são mais sensíveis as partículas mais pequenas que é o caso dos aerossóis originados das queimadas. Embora não terem registrado incêndios nesses distritos (Évora e El Arenosillo) verifica-se que a presença de partículas geradas pelos incêndios, que provavelmente foram transportadas das regiões onde foram registados.

Em Évora verifica uma boa correspondência entre a evolução da espessura óptica dos aerossóis no canal 440nm e a concentração modelada, o mesmo acontece com a evolução

de AOT em 870nm e em relação ao coeficiente de Angstrom, os valores elevados indicam a presença de partículas relativamente pequenas. Para El Arenosillo o gráfico mostra a presença de partículas de queimadas transportada tanto nos canais 440nm e 870nm e de aerossóis originados do deserto, proporcionando uma diminuição brusca no coeficiente de Angstrom em 08/08/2003 e aumento a partir de 11/08/2003. A concentração modelada do  $PM_{2.5}$  ( $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ ) é relativamente baixa, quando comparado com Évora, o que provavelmente está relacionado com a distância dos locais onde ocorreram incêndios e a localização do aparelho (instalado dentro do Parque Nacional de Donana, protegida por uma área litoral). Assim, verifica-se que o modelo apresenta uma correspondência com as espessuras ópticas dos aerossóis uma vez que, apesar de não serem registados incêndios nestes distritos, observa-se a presença de partículas registada nos respectivos canais e valores de concentrações de  $PM_{2.5}$ .

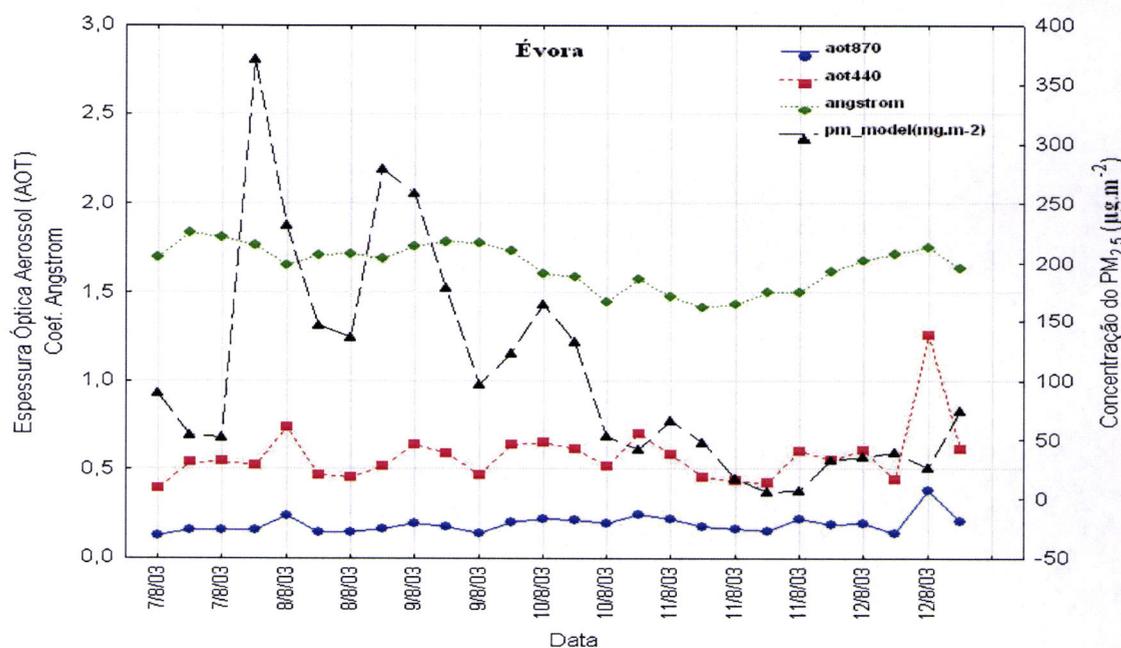


Figura 8.28: Evoluções temporais da espessura óptica do aerossol nos canais 440nm e 870nm, do coeficiente de Angstrom e da concentração do  $PM_{2.5}$ , em  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , simulado pelo CATT-BRAMS em Évora (38.5678°N; 7.9115°W) para o período de 7 a 12 de Agosto de 2003.

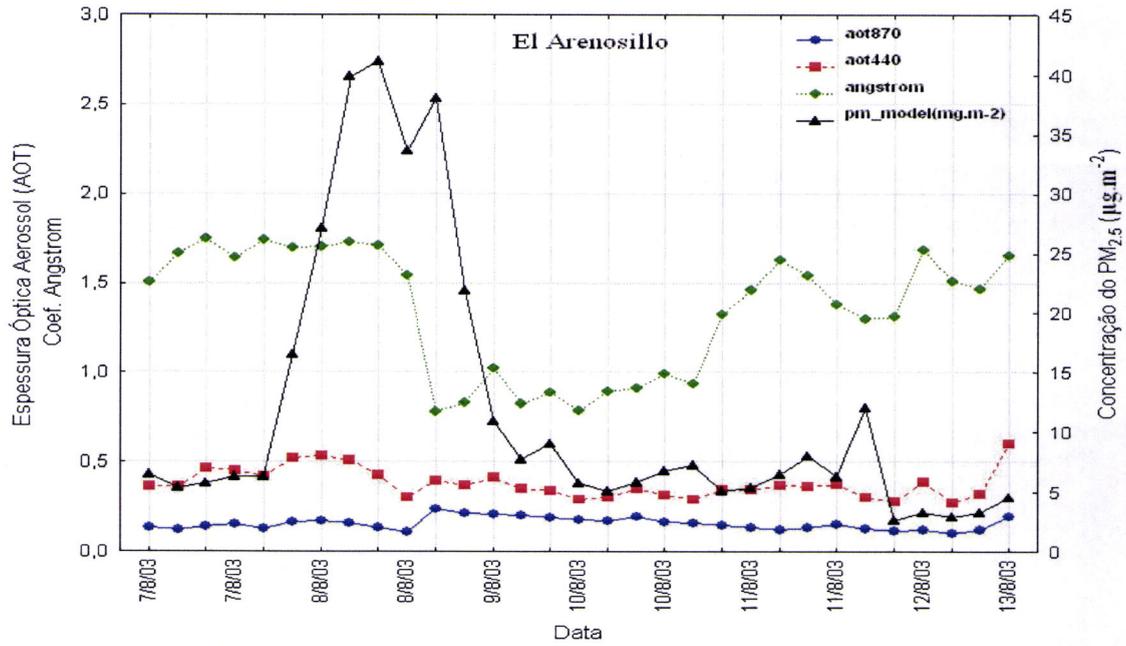


Figura 8.29: Evoluções temporais da espessura óptica do aerossol nos canais 440nm e 870nm, do coeficiente de Angstrom e da concentração do PM<sub>2,5</sub>, em  $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , simulado pelo CATT-BRAMS em El Arenosillo (37.105°N; 6.73347°W) para o período de 7 a 12 de Agosto de 2003.

## 8. Conclusões

---

### 8.1 - Panorama Geral

Este trabalho teve como objectivo estudar o transporte de gases e partículas emitidos para a atmosfera por diferentes tipos de fontes, através da modelação numérica utilizando modelos acoplados ao RAMS (Regional Atmospheric Modeling System). Para analisar a dispersão do material particulado ( $PM_{10}$ ) emitido por uma fonte pontual e elevada relacionando o seu comportamento com as condições meteorológicas, foi utilizado o RAMS acoplado ao HYPACT (HYbrid Particle And Concentration Transport). Adicionalmente, o RAMS foi também utilizado para o estudo da circulação local na região de interesse. Já a análise do transporte atmosférico e a evolução do monóxido de carbono (CO) e do material particulado ( $PM_{2.5}$ ) emitidos pelos incêndios que ocorreram durante a onda de calor que afectou Portugal Continental em Agosto de 2003, incluindo o estudo dos padrões sinópticos associados ao início e ao desenvolvimento das queimadas que ocorreram foi utilizado o CATT-BRAMS (Coupled Aerosol and Tracers Transport model to the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System).

Os resultados numéricos com os modelos RAMS/HYPACT para analisar a dispersão do  $PM_{10}$  a partir de uma chaminé com altura de 105 metros localizada na Central Termoeléctrica de Barreiro (09°03'W; 38°40'38"N) foram obtidos caracterizando as condições iniciais e de contorno através da assimilação de dados referentes as reanálises do NCAR/NCEP e dados horários da estação meteorológica de superfície localizado na Termoeléctrica, com três malhas tridimensionais aninhadas: 32 km, 8 km e 2 km todas centradas na Termoeléctrica de Barreiro. As simulações foram feitas com opções e parametrizações descritas no item 6.1.1, para o evento de 09/11/2000 que corresponde ao dia de maior emissão do ano de 2000 (Ramos et al., 2003) totalizando 42 horas, iniciando às 12:00 UTC de 08/11/2000 e saídas de dados a cada 1 hora. Os campos do vento, da temperatura potencial e da energia cinética turbulenta gerados pelo RAMS foram

inseridos no HYPACT, com taxa do  $PM_{10}$  de  $154.15 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ , supondo uma taxa de emissão de  $5 \mu\text{g}\cdot\text{s}^{-1}$  constante durante 15 horas de simulação, considerando o poluente inerte, não removido da atmosfera e nem depositado na superfície. Foram feitas ainda para o período de Novembro de 2000, simulações numéricas para compreender a influência das forçamentos locais ou mesmo regionais na circulação atmosférica com a metodologia descrita em 6.1.1, em função do evento seleccionado para análise do transporte do  $PM_{10}$ .

As simulações numéricas com o modelo CATT-BRAMS foram feitas utilizando como caracterização das condições iniciais e de contorno as análises do modelo global AVN/NCEP (Aviation run of the National Centers for Environmental Prediction Global Spectral Model) com assimilação dos dados de fogos derivados a partir dos produtos MODIS/AQUA para a Europa e informações de área ardida fornecida pela Direcção Geral das Florestas (DGF). O termo fonte associado à emissão urbana e tecnológica é prescrito seguindo a base de dados EDGAR (Emission Database for Global Atmospheric Research, Olivier, 2002), enquanto que para emissões de queimadas, segue o procedimento descrito em Freitas (1999), considerando as opções e parametrizações descritas no item 7.1.1. O experimento foi realizado com três malhas tridimensionais aninhadas: 80 km, 20 km e 5km todas centradas em Lisboa ( $38.8^\circ\text{N}$ ;  $9.28^\circ\text{W}$ ), totalizando 91 dias de simulação, iniciando em 01/07/2003 às 00:00 UTC e saídas de dados a cada 3 horas de forma a representar as características observadas durante o período.

Foram realizados testes de sensibilidade para analisar o comportamento das opções e parametrizações nos modelos utilizados em situações meteorológicas adversas aos estudos de caso discutidos nos resultados, seleccionando dois conjuntos de simulações com o RAMS e o CATT-BRAMS. O primeiro caso correspondeu a simulação de um sistema de baixa pressão que influenciou o tempo em Portugal Continental no período de 11 a 13 de Março de 2002. O segundo apresentou simulações para o Verão de 2002, considerado dentro de um padrão normal de incêndios, assim como as condições meteorológicas actantes que condicionaram os eventos. Os resultados mostraram uma boa performance com os eventos seleccionados. Para o primeiro caso, a simulação mostrou uma boa concordância com o evento de tempo severo, caracterizando o desenvolvimento de chuva forte sobre Portugal Continental e padrões de circulações

sinópticas e locais. Para o segundo caso, os resultados indicam que o modelo caracterizou a situação sinóptica estabelecida que favoreceu valores de temperatura abaixo da média e humidades amenas no território português. As regiões afectadas pelos incêndios durante o período foram concentradas mais ao Norte do país onde o modelo simulou concentrações para o período nos distritos em que houve registos de incêndios de acordo com o relatório da Direcção Geral de Florestas. Em relação a distribuição espacial dos poluentes, há máximos observados em Espanha e parte Centro de Portugal para o CO e mais ao Norte para o PM<sub>2,5</sub>, para o evento de 7/08/2002, com escoamento preferencial para região sul da PI atingindo o Oceano Atlântico.

## 8.2 - Conclusões do acoplamento RAMS/HYPACT

As conclusões referentes a esta metodologia mostram que os resultados mais pormenorizados para a malha de maior resolução (2 km) confirmam que a técnica de aninhamento de malhas pode ser bastante útil nas simulações de circulações locais. Em relação ao campo de vento, na região de Barreiro mostram que a direcção média preponderante foi de Sudoeste (39%), de Noroeste (32%) e uma frequência regular de Nordeste (20,52%). A análise do campo do vento é de extrema importância não só para a dispersão como também para a redução da concentração dos poluentes, determinando assim a extensão do raio de alcance além da redução da concentração dos poluentes à medida que se distancia da fonte emissora e os resultados simulados indicam uma boa concordância com a frequência da direcção do vento observado.

Em relação à topografia, importante na estimativa do campo de concentração de poluentes, o modelo mostrou-se sensível às diferenças topográficas, evidenciando regiões montanhosas principalmente ao Norte a terrenos uniformes no Sul do país e o efeito da topografia na região de estudo, não influencia totalmente o ciclo do vento, caracterizada por uma topografia relativamente plana em torno de 60 metros, consequentemente, os efeitos de circulação local e de mesoescala são mascarados por sistemas de larga escala, além da presença do Oceano Atlântico que influencia o estado de tempo em praticamente todo o território português, traduzindo-se, à escala regional, pela circulação locais induzidas.

A situação sinóptica em 08/11/2000 foi condicionada com a presença de um anticiclone localizado a sul dos Açores que estendeu-se em crista em direcção ao sul da Península Ibérica associado com uma massa de ar frio pós-frontal e de uma depressão centrada no mar do Norte, persistindo este padrão em 09/11/2000, juntamente com um vale em altitude até 10/11/2000. A presença do anticiclone, influenciando a região, é verificada nos campos de pressão que caracterizam um sistema de alta pressão na ordem de 1020 hPa. Em termos do campo de vento, o fluxo foi predominante de Nordeste aos 1000 hPa para todo o período, tornando-se meridional aos 850 hPa e de Noroeste aos 500 hPa. Já a humidade relativa aos 1000 hPa é em torno de 65%, devido ao fluxo proveniente do interior da península, com aumento significativo aos 850 hPa em função da oscilação variação da direcção do vento, transportando humidade do Oceano, o mesmo é observado aos 500 hPa, reflectindo na temperatura na ordem de 21°C aos 1000 hPa, decréscimo em torno de 12,5°C aos 850 hPa e aos 500 hPa, o ambiente é caracterizado por um resfriamento, com fluxo do Oceano e temperaturas na ordem de -8°C, caracterizando a influência das condições de larga escala na região de estudo.

No campo da evolução temporal da direcção do vento simulado e observado na região de Barreiro verificou-se uma variação praticamente uniforme da direcção de Nordeste para todo o período, enquanto que a direcção modelada acompanha a curva do observado, com vento de Nordeste, apesar de está subestimando para o início da simulação com coeficiente de correlação de 0.85 o mesmo é verificado à velocidade do vento com correlação de 0.89. Observa-se uma óptima correlação de fase na humidade relativa e temperatura, embora os valores modelados estejam subestimando para alguns valores observados em torno de 1.5°C para a temperatura e 5% para a humidade relativa com coeficiente de correlação de 0.9 e 0.93, respectivamente.

O comportamento do perfil da temperatura potencial gerado pelo RAMS, que está intimamente relacionada com o conceito de estabilidade estática, foi constante em superfície e à medida que ascendeu, tornou-se estavelmente estratificada. Para a humidade relativa, o perfil apresentou uma variação acentuada em superfície, caracterizando um ambiente seco nos primeiros horários e saturado no transcorrer do dia, com decréscimo deste comportamento a partir da altitude de 1000 metros que corresponde ao nível máximo de disponibilidade de humidade relativa, confirmado através do perfil da razão de mistura e da evolução temporal da energia cinética

Portalegre, Santarém e Faro. O maior número de incêndios florestais ocorreu nos distritos da Guarda (695), Viseu (518) e Braga (505). Relativamente aos fogachos, os valores mais elevados foram nos distritos de Porto (3.490 ou seja 23%) e Braga (2.046 ou seja 14%). Consequentemente, constata-se, que a região do Entre Douro e Minho foi a mais afectada quer em número de incêndios quer de fogachos, representando 43% do número total de ocorrências.

O mês de Agosto apresentou os maiores valores de área ardida com 280.550 ha, que correspondeu a cerca de 2,7 vezes superior ao valor médio anual dos últimos 10 anos (104.116 ha). Verificaram-se 85 incêndios com área superior ou igual a 500 ha que no seu conjunto foram responsáveis por 86% (365.676 ha) do total de área ardida, dos quais 69% são de povoamentos florestais. Destes, 65 ocorreram precisamente durante o mês de Agosto. Em termos da distribuição de incêndios em florestas superior ou igual a 50 ha, foram registados 327 fogos, representando 2% do número total de fogos, mas responsável por 95% da área ardida total.

Devido a condições meteorológicas desfavoráveis, com valores muito altos de temperatura e baixos valores de humidade relativa, houve dois períodos críticos registados, o primeiro de 27 de Julho a 4 de Agosto, em que se verificaram reacendimentos de diversos incêndios, concentrados no centro de Portugal. O segundo período aconteceu entre 7 e 12 de Agosto quando dois incêndios começaram na região de Algarve, no sul do país. Estes fogos queimaram mais de 35.745 ha de floresta e foram registados em diversas regiões do continente, principalmente no dia 7 de Agosto de 2003, quando ocorreram de Bragança até Faro e desta forma, foi o período seleccionado para analisar o transporte de poluentes emitidos pelos incêndios em função da diversidade das regiões atingidas.

A situação sinóptica para esse período foi condicionada por um bloqueio anticiclónico, que corresponde a presença de um anticiclone quase estacionário de grande amplitude que interrompe a progressão normal dos sistemas depressionários para leste. Esta situação foi confirmada, tanto nos campos médio dos ventos aos 850 hPa como aos 200 hPa, enquanto que a pressão ao nível médio do mar (PNMM) mostrou anomalias positivas máximas na região do centro do anticiclone. Este anticiclone anómalo é também observado no campo de anomalia da altura geopotencial aos 500 hPa sobre a

forma de anomalia positiva na região. As anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) apresentaram núcleos positivos praticamente em toda a extensão da costa do continente europeu e um núcleo negativo em torno da latitude 50°N. Em relação a anomalia da temperatura aos 1000 hPa e 850 hPa, mostraram-se positivas praticamente em todo o domínio do continente europeu, enquanto que a humidade relativa aos 1000 hPa foi negativa sobre o continente.

A situação persistente de valores muito elevados da temperatura e valores baixos de humidade relativa do ar (situação iniciada em 29 de Julho) teve um significativo impacto no que respeita ao número de incêndios florestais e extensão das áreas ardidas, levando a ser decretada a situação de calamidade pública. Por outro lado, segundo o Ministério da Administração Interna, Portugal registou precipitações prolongadas no Inverno, e na Primavera, deu-se um elevado crescimento vegetativo nestas áreas, contribuindo para um aumento significativo da biomassa. Nestas condições, ficou favorecida a acumulação de matéria inflamável, sem descontinuidades, que, aliada à secura e às altas temperaturas, facilitou a propagação dos incêndios e dificultou o rescaldo, alimentando a probabilidade de reacendimento, em particular perante a presença de ventos muito fortes.

Os resultados do transporte de plumas de fumaça produzidas pelos incêndios são originados a partir do transporte vertical de produtos de queimada e da configuração sinóptica actantes durante o período, que foi condicionada por um campo anticiclónico com núcleos nas Ilhas Britânicas e no Açores, abrangendo praticamente todo o domínio da malha que associado com um vale depressionário, que se estendia do Norte de África até a Península Ibérica (PI), proporcionou zonas de confluência de ventos ao longo dos continentes europeu e africano. Assim, na PI o fluxo é Nordeste variando para Este, principalmente em Portugal, influenciando no deslocamento da pluma de fumaça que é primeiramente transportada ao longo do país, devido ao fluxo meridional sobre o Oceano e em seguida, há um escoamento predominante a sul do Oceano Atlântico saindo do continente a partir da latitude em torno de 37°30'N.

Em relação a pluma originada em Espanha, o escoamento apresentou dois padrões de exportação, uma parte foi desviada para o interior do território português, enquanto que a outra parte foi desviada para a Baía de Biscaia e à medida que era exportada para esta região, a pluma ficou sobre a influência do fluxo meridional sendo redireccionado a sul

do Oceano Atlântico. Para as demais regiões do continente europeu, um anticiclone no Mediterrâneo condicionou o transporte do poluente de modo que uma parte da pluma é desviada para o sudeste do continente europeu e a outra parte para o Norte de África que associado ao fluxo zonal desta região são transportados para o Atlântico. A fumaça originada em França apresentou duas saídas principais, uma parte é deslocada para o sul do continente, atingindo a região do Mediterrâneo e a outra parte é deslocado para a Baía de Biscaia, de forma que expandiu para o território espanhol, misturando-se a pluma originada dos incêndios nesta região e assim, segue o padrão de escoamento a sul do Atlântico. Em relação às concentrações, a performance das simulações obtidas para a malha 3 (5 km) mostram um bom desempenho do modelo, representando bem os focos de incêndios nos distritos onde foram registados, com núcleos de valores máximos de concentrações tanto do monóxido de carbono (CO) como de material particulado (PM<sub>2.5</sub>) nestas regiões durante todo o período, destacando os dois incêndios de grande proporção que ocorreram na região do Algarve.

A espessura óptica do aerossol, derivada do sensor MODIS/TERRA mostrou para todos os eventos que, de modo geral, a distribuição espacial apresentou concentrações praticamente em toda a Península Ibérica e Norte de África, excepto para o evento de 10/08/2003, caracterizado por uma atmosfera praticamente limpa, intensificando para o evento de 12/08/2003, principalmente na região do Algarve, onde foi registado um incêndio de grande proporção. Assim, a distribuição das concentrações espaciais são similares aos padrões previstos pela simulação numérica obtidas pelo CATT-BRAMS, embora a quantidade de partículas de aerossol na coluna vertical seja subestimada para as concentrações simuladas o que pode estar associado à diluição da fumo na célula da malha do modelo, perda de massa ao longo do transporte simulado e no caso das regiões fontes de emissão, a não detecção de pequenos focos de queimadas pelo satélite. Já a concentração de massa, comparações deste produto MODIS/TERRA com o simulado pelo modelo apresenta concentrações médias em Portugal, além das regiões do domínio da malha em Espanha e continente africano, com máximo observado para o evento de 09/08/2003 e mínimo em 10/08/2003, voltando a intensificar para o evento de 12/08/2003, onde o resultado simulado apresentou um padrão semelhante em relação as regiões que foram mais atingidas pelos incêndios.

Os resultados simulados pelo CATT-BRAMS para a concentração do PM<sub>2.5</sub> também

foram validados utilizando dados disponibilizados pela rede mundial de radiômetros espectrais automáticos da AERONET (Aerosol Robotic Network), em dois pontos na Península Ibérica, um em Portugal na cidade de Évora (38°34'04"N; 07°54'43"W) e outro em Espanha, na cidade de El Arenosillo (37°06'18"N; 6°43'58"W) que correspondem aos dados da espessura óptica dos aerossóis (AOT) nos comprimentos de onda dos canais 440nm e 870nm, e o coeficiente de Angstrom. Os resultados indicaram a presença de partículas de incêndios nos respectivos canais, principalmente no canal 440nm, que esta associado ao transporte de regiões onde foram registados. Em Évora apresenta uma correspondência entre a evolução da espessura óptica dos aerossóis aos 440nm e a concentração modelada, uma vez os valores de AOT neste comprimento de onda são mais sensíveis as partículas mais pequenas, que é o caso dos aerossóis originados das queimadas, o mesmo acontece com a evolução de AOT em 870nm e em relação ao coeficiente de Angstrom, os valores elevados indicam a presença de partículas relativamente pequenas. Para El Arenosillo resultados indicam a presença de aerossóis de queimadas transportada tanto nos canais 440nm e 870nm, além de aerossóis originados do deserto, proporcionando uma diminuição brusca no coeficiente de Angstrom em 08/08/2003 e o aumento a partir de 11/08/2003.

A evolução temporal das concentrações simuladas de CO com a sobreposição das linhas de correntes do movimento do ar para os distritos atingidos pelos incêndios durante o período, mostraram valores de CO na ordem de 4.500 ppb confinado a uma altura de aproximadamente de 2000 metros para praticamente todos os distritos, excepto em Portalegre, que atingiu níveis na ordem de 1.500 metros. A medida que o gás é transportado verticalmente e homogeneizado dentro da camada de mistura, este termo decresce em intensidade e a sua exportação e expansão na direcção horizontal é em função das as condições proporcionadas pelos fluxos de ar, além dos reacendimentos dos incêndios. Já a série temporal do perfil da concentração de material particulado P.M<sub>2.5</sub> mostraram valores máximos de concentração de 950  $\mu\text{g.m}^{-2}$ , principalmente para o evento de 09/08/2003 e para os demais dia apresentou oscilações de concentração, caracterizando a presença de material particulado durante todo o período. Para o distrito de Faro, o resultado simulado apresentou uma boa concordância com um máximo observado a partir do dia 12, que corresponde ao evento de grande intensidade de incêndios, segundo o Relatório da Direcção Geral de Florestas.

Em suma, a prolongada permanência das condições meteorológicas adversas, conjugadas em algumas das áreas com um coberto vegetal altamente inflamável e ainda uma topografia em que dominam pendentes acentuadas (interior Centro-Norte de Portugal), contribuíram fortemente para os cenários vividos. O comportamento dos incêndios florestais está relacionado com as condições meteorológicas, combustível e o relevo. Assim, Portugal registou quedas pluviométricas e temperaturas no Centro e Norte do País que favoreceram o elevado crescimento vegetativo, conjugação de factores que tendo sido, particularmente evidentes no Inverno, conduziram a um aumento significativo da biomassa. Nestas condições, ficou favorecida a acumulação de manta morta que, aliada à secura e às altas temperaturas, facilitou a propagação dos incêndios e dificultou as actividades de rescaldo, aumentando a probabilidade de reacendimento. Durante a combustão de biomassa foram emitidos para a atmosfera gases e partículas de aerossol que interactuaram eficientemente com a radiação solar e afectaram os processos de microfísica e dinâmica de formação de nuvens e a qualidade do ar. Ressalta-se ainda que a poluição provocada pelos incêndios atingiu regiões distantes dos locais de ocorrência dos incêndios e adicionou-se à poluição antropogénica associada à ocupação urbana e actividades industriais. Desta forma, o entendimento e avaliação deste impacto, passam necessariamente, pela junção de estudos observacionais e modelação numérica gerando modelos complexos que descrevam as inter-relações biosfera-atmosfera, caracterizando um estudo multidisciplinar.

## 9. Referências Bibliográficas

---

ALVES, R.C.M. Descrição das Circulações Locais na Região de Candiota-RS e seus Efeitos no Transporte de Poluentes. Tese de doutorado, Instituto Astronómico Geofísico e Departamento de Ciência Atmosférica. Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil. pp 128., 2000.

ANDREAE M.O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A.A. Costa, G.P. Frank, K.M. Longo, M.A F. Silva-Dias. Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*. **303**, pp. 1337-1342, 2004.

ANDREAE, M.O. Biomass burning: its history, use, and distribution and its impacts on environmental quality and global climate: In: LEVINE, J. S. (Ed.). Global biomass burning: atmospheric, climatic, and biospheric implications. Cambridge: The MIT Press, pp. 3-21, 1991

ANDREAE, M.O., Artaxo, P., Fischer, H., Freitas, S.R., Grégoire, J.M., Hansel, A., Hoor, P., Kormann, R., Krejci, R., Lange, L., Lelieveld, J., Lindinger, W., Longo, K., Peters, W., Reus, M. de, Scheeren, B., Dias, M.A.F.S., Ström, J., Velthoven, P.F.J. Van e Williams, J. Transport of Biomass Burning Smoke to the Upper Troposphere by Deep Convection in the Equatorial Region. *Geophysical Research Letters*, **28**, N°6, pp. 951 – 954, 2001.

ANDREAE, M.O., E. Atlas, H. Cachier, W.R. Cofer, III, G.W. Harris, G. Helas, R. Koppmann, J.-P. Lacaux, D.E. Ward. Trace gas and aerosol emissions from savanna fires, in Biomass Burning and Global Change, J. S. Levine, Editor. MIT Press, Cambridge, Mass, pp. 278-295, 1996.

ARBEX, M.A. A avaliação dos efeitos do material particulado proveniente da queima da plantação de cana-de-açúcar sobre a morbidade respiratória na população de Araraquara-SP. Tese-FMUSP, São Paulo, Brasil. 2001.

ARTAXO, P., Dias, M.A.F.S., Andreae, M. O mecanismo da floresta para fazer chover. *Scientific American Brasil*, São Paulo, 1, Nº 11., 2003.

AVISSAR, R., Mahrer, Y. Mapping frost-sensitive areas with a tree-dimensional local-scale numerical model. Part I: Physical and numerical aspects. *J. Appl. Meteor.* 27, pp. 400-413, 1988.

BARNES, S.L. A Technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, 3, 396-409, 1964.

BERGE, E. Coupling of wet scavenging of sulphur to clouds in a numerical weather prediction model. *Tellus*, 45B, pp. 1-22, 1993.

BLACKADAR, A.K., Tennekes, H. Asymptotic Similarity in Neutral Barotropic Planetary Boundary Layers. *J. of Atmospheric Sciences*, v. 25, p. 1015-1020, 1968.

BLECK, R., Haagensonm P.L. Objective analysis on isentropic surfaces. *NCAR Tech.Note*, TN-39, December, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, pp. 27, 1968.

BOSSERT J.E. Regional-scale flows in complex terrain: an observational and numerical investigation [dissertation]. Fort Collins, CO: Department of Atmospheric Science, Colorado State University. pp. 257, 1990.

BOUBEL, R.W., Fox, D.L., Turner, D.B., Stern, A.C. Fundamentals of Air Pollution. Academic Press. Third Edition, 1994.

BOUGHTON, B.A.,J. M. Delaurentis, Dunn, W.E. A stochastic model of particle dispersion in the atmosphere. *Bound. Lay. Meteorol.*, 40, pp. 147-163, 1987.

BUSINGER; JA., Wyngaard, J.C.; Izumi, Y., Bradley, E.F. Flux-Profile Relationship in the Atmosphere surface Layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, pp. 181-189, 1971.

CANTWELL, B.J. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 13, 457pp, 1981.

CARVALHO, J.C. Um estudo dos processos de transporte e difusão na camada limite planetária utilizando os modelos RAMS e SPRAY: Aplicação ao caso do experimento

TRACT. Tese de doutorado, Instituto Astronômico Geofísico e Departamento de Ciência Atmosférica. Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 1999.

CASANADY, G.T. Turbulent diffusion of heavy particles in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 20, pp. 201-208, 1963

CASTRO, I.P. e Apsley, D.D. Flow and Dispersion Over Topography: A Comparison Between Numerical and Laboratory Data for Two-Dimensional Flows. *Atmospheric Environment*, vol. 31, no 6, pp. 839-850, 1997.

CHAMBERS, L.A. Classification and extend of air pollution problems. In: STERM, A. C. Air Pollution. 3 ed., 1, New York Academic, 1976.

CHATFIELD, R.B., P.J. Crutzen. Sulfur Dioxide in Remote Oceanic Air: Cloud Transport of Reactive Precursors. *J. Geophys. Res.*, **89**, D5, pp. 7111-7132, 1984.

CHATFIELD, R.B., J.A. Vastano, H.B. Singh, G. Sachse. A General Model of How Fire Emissions and Chemistry Produce African/Oceanic Plumes (O<sub>3</sub>, CO, PAN, smoke). *J. Geophys. Res.*, **101**, D19, pp. 24279- 24306, 1996.

CHEN, C., Cotton, W.R.. A One-dimensional simulation of the stratocumulus- capped Mixed Layer. *Boundary Layer Meteorol.*, **25**, pp. 289-321, 1983.

CHEN, C., Cotton, W.R.. The Physics of the marine stratocumulus capped mixed layer. *J. Atmos. Sci.*, **44**, pp. 2951-2977, 1987.

CHU, P. Mountain-Slope Afforestation for Valley Urban Air-Quality Improvement. 5th Symposium on Urban Environment. American Meteorology Society. Vancouver, Victoria, Canada, 23-27 August, 2004.

CLARK, T.L, Hall, W.D. Multi-Domain Simulations of the Time Dependent Navier-Stokes Equations: Benchmark Error Analysis of some Nesting Procedures. *J. Comp. Phys.*, 92: 456-481, 1991.

CLARK, T.L. A small-case dynamic model using a terrain-following coordinate transformation. *J. Comput. Phys.*, **24**, pp. 186-215, 1977.

CLARK, T.L., Farley, R.D. Severe Downslope Windstorm Calculations in two and Three Spatial Dimensions using Anelastic Interactive Grid Nesting: A Possible Mechanism for Gustiness. *J Atmos Sci.*, **41**, pp. 329–350, 1984.

COGAN, J.L. Monte Carlo simulation of buoyant dispersion. *Atmos. Environ.*, **19**, pp. 867-878, 1985.

COTTON, W.R., Anthes, R.A. Storm and Cloud Dynamics. Academic Press, Inc. pp. 883, 1989.

COTTON, W.R., Stephens, M.A., Neuhorn, T., Tripoli, G.J. The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model - 1982. Part II: An ice phase parameterization. *J. de Rech. Atmos.*, **16**, pp. 295-320, 1982.

COTTON, W., Pielke, R. Human impacts on weather and climate. Cambridge University Press, New York, 1996.

CRAM, J. M., Pielke, R.A., Cotton, W.R. Numerical simulation and analysis of a prefrontal squall line. Part I: Observations and a basic simulations results. *J. Atmos. Sci.*, **49**, pp. 189-208, 1992.

CRUTZEN, P.J., M.O. Andreae. Biomass Burning in the Tropics: Impact on Atmospheric Chemistry and Biogeochemical Cycles, *Science*, **250**, pp. 1669 – 1678, 1990.

CRUTZEN, P.J., L.E. Heidt, J.P. Krasnec, W.H. Pollock, W. Seiler. Biomass Burning as a Source of Atmospheric Gases CO, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, NO, CH<sub>3</sub>CL and COS. *Nature*, **282**, pp. 253 – 256, 1979.

DAVIES, S.J., Unam, L. Smoke-haze from the 1997 Indonesian forest fires: effects on pollution levels, local climate, atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations, and tree photosynthesis. *Forest Ecology and Management*. **124**, Nº 2-3, pp. 137-144, Dec., 1999.

DEGRAZIA, G.A. Aplicação de um modelo gaussiano nas estimativas de concentrações superficiais na camada limite convectiva de Candiota. Air Pollution and Acid Rain. The Candiota Program. FAPESP Bauru (SO), Brasil, pp. 78-85, 1996.

DESCHAMPS, C.J., Prata, A.T., Ferreira, R.T. S. Modeling of Turbulent Flow Through Radial Diffuser. In: I Escola de Turbulência e Transição Rio de Janeiro. Anais da I Escola de Turbulência e Transição, I. pp. 21-44, 1998.

DIAZ, M.C.V. et al. O prejuízo oculto do fogo: custos económicos das queimadas e incêndios florestais Amazônia. Instituto Pesquisa Económica Aplicada (IPEA). Disponível em <http://www.ipea.gov.br/Publicações/>. Acesso em: Outubro de 2002.

DICKERSON, R.R., G.J. Huffman, W.T. Luke, L.J. Nunnermacker, K.E. Pickering, A.C.D. Leslie, C.G. Lindsey, W.G. N. Slinn, T.J. Kelyy, P.H. Daum, A.C. Delany, J.P. Greenberg, P.R. Zimmerman, J.F. Boatman, J.D. Ray, D.H. Stedman. Thunderstorms: an important mechanism in the transport of Air pollutants. *Science*, **235**, pp. 460-465, 1987.

DIRECÇÃO GERAL DO AMBIENTE (DGA). Relatório do Estado do Ambiente em Portugal. pp. 415. (<http://www.iambiente.pt/rea99/docs/rea99.pdf>), 1999

DOSWELL III, C.A. Obtaining meteorologically filtering property of objective analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 7, pp. 885-892, 1997.

DOZIER, J. A method for satellite identification of surface temperature fields of subpixel resolution. *Remote Sensing of Environment*, New York, **11**, pp. 221-229, 1981.

DRAZIN P.G., Reid, W. H. Hydrodynamic Stability, Cambridge University Press, 1981.

DUFOUR, L., van Mieghem, J. Thermodynamique de l'Atmosphère. Gembloux Institut Royal Météorologique de Belgique, pp 278, 1975.

ECK, T.F., Brent, H.N., Shutsker, I., Setzer, A. Measurements of irradiance attenuation and estimation of aerosol single scattering albedo for biomass burning aerosols in Amazonia. *Journal of Geophysical Research*. Washington, **103** (D24): 31.865-31.878, 1998.

EHRlich, D; Lambin, E. F.; Malingreau, J. P. Biomass burning and broad-scale land-cover changes in western Africa. *Remote Sensing of Environment*, New York, **61**, N° 2, pp. 201-209., 1997.

EUROPEAN COMMUNITIES. Forest Fires in Europe: 2003 fires campaign, SPI.

04.124, pp. 51, 2004.

FERREIRA, A.H. Meteorological conditions over the Portuguese coast. Memórias do Serviço Meteorológico 31, Lisboa, 1954a.

FERREIRA, N.J. Aplicações Ambientais Brasileiras dos Satélites NOAA e TIROS-N. Oficina de Textos, São Paulo, Brasil, 2004.

FINLAYSON-PITTS, B.J., Pitts Jr., J.N. *Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere – Theory, Experiments, and Applications*. Academic Press, 2000.

FLANNIGAN, M.D., Stocks, B.J., Wotton, B.M. Climate change and forest fires. *The Science of the Total Environment*, **262**, N°3, pp. 221-229, 2000.

FLATAU, P.J., Cotton, W.R., Tripoli, G.J., Verlinde, J. The CSU-RAMS Cloud Microphysics Module: General Theory and Code Documentation. Dept<sup>o</sup>. of Atmospheric Science, Colorado State Univ., Fort Collins. Atmos. Sci. Pap., **451**, pp. 88, 1989.

FREITAS, S.R. Modelagem Numérica do Transporte e das Emissões de Gases Traços e Aerossóis de Queimadas no Cerrado e Floresta Tropical da América do Sul. Tese de Doutorado em Física Aplicada – Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, pp 204, 1999.

FREITAS, S.R., M.A.F. da Silva Dias, P.L. da Silva Dias. Modeling the convective transport of trace gases by deep and moist convection. *Hybrid Meth. Eng.*, **2**, (3), pp 317-330, 2000.

FREITAS, S.R., K.M. Longo, M.A.F. Silva Dias, P.L. Silva Dias, R. Chatfield, E. Prins, P. Artaxo, G.A. Grell, F.S. Recuero. Monitoring the Transport of Biomass Burning Emissions in South America. *Environmental Fluid Mechanics*, **5**, pp. 135-167, 2005.

FRITSCH, J.M., Chappel, C.F. Numerical Prediction of Convectively Driven Mesoscale Pressure Systems. Part I: Convective Parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **37**, pp. 1722-1733, 1980.

GAFFEN, D.J., C. Benocci, D. Olivari. Numerical modelling of buoyancy dominated dispersion using a lagrangian approach. *Atmos. Environ.*, **21**, pp. 1285-1293, 1987.

GAL-CHEN, T., R. Somerville. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *J. Comput. Phys.*, **17** (2), pp. 209-228, 1975.

GEVAERD, R., S. Freitas: Determinação da umidade do solo por sensoriamento remoto para inicialização de modelos de previsão numérica do tempo. Submetido a Rbmet em 2004.

GILLANI, N.V., R.B. Husar, J.D. Husar, D.E. Patterson, W.E. Wilson. Project MISTT: Kinetics of Particulate Sulfur Formation in a Power Plant Plume out to 300 Km. *Atmospheric Environment*, **12**, pp. 589-598, 1978.

GOODE, J.G. et al. Measurements of excess O<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>, HCN, NO, NH<sub>3</sub>, HCOOH, HCHO, and CH<sub>3</sub>OH in 1997 Alaskan biomass burning plumes by airborne Fourier transform infrared spectroscopy (AFTIR). *Journal of Geophysical Research*, Washington, **105**, n.D17. Biomass burning and global change. Cambridge: The MIT Press, 2000.

GREENBERG, J.P. et al. Hydrocarbon and carbon monoxide emission from biomass burning in Brasil. *Journal of Geophysical Research*, Washington, **89**, n. D1, 1984.

GRELL, G.A., Devenyi, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, **29**, Nº. 14, 2002.

GRELL, G. Prognostic Evaluation of Assumptions used by Cumulus Parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, pp. 764-787, 1993.

GROSSMANN, P.A. Kernel density estimation applied to a Lagrangian particle dispersion model. Report 10/89, Chisholm Institute of Technology, Australia, 1989.

HAAN, P.O., Rotach, M.W., A putt-particle dispersion model. *Int. J. Environment and Pollution*. **5**, pp. 3-6, 1995.

Hanna, S.R. *Applications in Air Pollution Model. In: Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modeling*. EUA: Reidel, Dordrecht (Editores: F. T. M. Nieuwstadt e H. van Dop). 275-310, 1982.

- HILL, G.E. Factor controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments, *J. Atmos. Sci.*, **31**, pp. 646-673, 1974.
- HOKE, J.E., R.A. Anthes. The initialization of numerical models by a dynamic initialization technique. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, pp.1551-1556, 1976.
- HOUGHTON, R.A. The Global Effects of Tropical Deforestation. *Environ. Sci. Technol.*, **24**, Nº 4, pp. 414-422, 1990.
- HUSSAIN, A.K.M.F. *Phys. Fluids*, **26**, pp. 2816, 1983.
- INBAR, M., Tamir, M., Wittenberg, L. Runoff and erosion process after a forest fire in Mount Carmel, a Mediterranean area. *Geomorphology*, **24**, 1998.
- INCÊNDIOS FLORESTAIS. 13º Relatório Provisório. Direcção Geral das Florestas. Divisão de Protecção e Conservação Florestal ([www.dgf.min-agricultura.pt](http://www.dgf.min-agricultura.pt)), 2003.
- ITO, K., Norris, G., Landis, M., Wilson, W., Thurston, G. Associations between particulate matter components and daily mortality and morbidity in Philadelphia, PA. In: *First Specialty Conference of the American Association for Aerosol Research (AAAR) and Fourth Colloquium on PM and Human Health*, Pittsburgh, PA, 2003.
- JACOBSON, M.Z. Strong Radiative Heating Due to the Mixing State of Black Carbon in Atmospheric Aerosols. *Nature*, **409**, pp. 695–697, 2001.
- KAUFFMAN, J.B.; Uhl, C. Interactions of anthropogenic activities fire and drain forests in Amazon Basic. In: GOLDAMMER, J. G. (Ed.). *Fire in the tropical biota: ecosystem processes and global challenges*. Berlin: Springer-Verlag, 1990.
- KAUFMAN, Y.J. Remote Sensing of Direct and Indirect Aerosol Forcing. In: *Aerosol Forcing of Climate*. R. J. Charlson e J. Heintzenberg, John Wiley & Sons Ltd, 1995.
- KAUFMAN, Y.J., D. Tanré, D. Algorithm for Remote Sensing of Tropospheric Aerosol from MODIS ([http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD04\\_L2/index.html](http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD04_L2/index.html)). 1998.
- KAUFMAN, Y.J., Tandr , D. Atmospherically Resistant Vegetation Index (ARVI) for EOS-MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**. Nº 2, 1992.

KLEMP, J.B., Durran, D.R. An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models. *Mon. Wea. Rev.* **111**, pp. 430-444, 1983.

KLEMP, J.B., Lilly, D.K. Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, **35**, pp. 78-107, 1978.

KLEMP, J.B., Wilhelmson, R. B. Simulations of right and left-moving storms produced through storms splitting. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1097-1110, 1978b.

KLEMP, J.B., Wilhelmson, R. B. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **35**, pp. 1070-1096, 1978a.

KOREN I., Y. Kaufman, L.A. Remer, J.V. Martins. Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation, *Science*, **303**, pp. 1342-1345, 2004.

KUO, H.L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, pp. 1232-1240, 1974.

KUO, H.L. On Formation and Intensification of Tropical Cyclones through Latent Heat Release by Cumulus Convection. *J. Atmos. Sci.*, **22**, pp. 40-63, 1965.

LAMB, R.G. Diffusion in the convective boundary layer. Atmospheric turbulent and air pollution modelling. F.T.M. Nieuwstadt and H. Van Dop, Eds., Reidel, pp. 159-229, 1982.

LASHOF, D.A. The contribution of biomass burning to global warming: an integrated assessment. In: LEVINE, J. S. Global biomass burning. Cambridge: The MIT Press, 1996.

LEE, C.B. Simple Model and Climatological Aspects of the Structure of the Convective Boundary Layer. *Atmospheric Environment*, **20**, n. 4, pp. 705-714, 1986.

LEE, T.J., Pielke, R. A. Estimating the soil surface specific humidity. *J. Appl. Meteor.*, **31**, pp. 480-484, 1992.

LENOBLE, J. The particulate matter from biomass burning: a tutorial and critical review of its radioactive impact. In: LEVINE; J. S. (Ed.). Global biomass burning: atmospheric,

- climatic, and biospheric implications. Cambridge: The MIT Press, 1991.
- LESIUER, M. La turbulence, Presses Universitaires de Grenoble, France, 1994.
- LILLY, D.K. On the numerical simulations of buoyant convection. *Tellus*, **14**, pp. 148-172, 1962.
- LIMA, S.M. Avaliação de Duas Parametrizações de Difusão Turbulenta em um Evento de Linha de Instabilidade Utilizando o Modelo Atmosférico RAMS. Tese de Mestrado, Engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil, pp.154, 2004.
- LOBERT, J.M., J. Warnatz. Emissions from the Combustion Process in Vegetation. *Fire in the Environment*, ed. by P. J. Crutzen and J. G. Goldammer. John Willey & Sons, 1993.
- LONGHETTO, A. Atmospheric Planetary Boundary Layer Physics. New York, Elsevier, 1980.
- LONGO, K.M., A.M. Thompson, V.W. J.H. Kirhhof, L.A. Remer, S.R. Freitas, M.A.F. Silva Dias, P. Artaxo, W. Hart, J.D. Spinhirne, M.A. Yamasoe, 1999: Correlation between smoke and tropospheric ozone concentration in Cuiabá during SCAR-B, *J. Geophys. Res.*, **104**, pp. 12113-12129, 1999.
- LONGO, K., S. Freitas, M. Silva Dias, R. Chatfield, P. Silva Dias. Numerical modelling of the biomass burning aerosol direct radiative effects on the thermodynamics structure of the atmosphere and convective precipitation. 8th International Global Atmospheric Chemistry Conference, Christchurch, Nova Zelândia, 2004.
- LORIMER, G.S. The Kernel Method for Air Quality Modeling – I: Mathematical Foundation. *Atmos. Environ.*, **20**, pp. 1447–1452, 1986.
- LOUIS, J.F.A. parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound-Layer Meteor.*, **17**, pp. 187-202, 1979.
- MAHRER, Y., Pielke, R.A. A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beitrage zur Physik der Atmosphere*, **50**, pp. 98-113, 1977.

- MANTON, M.J., Cotton, W.R.. Formulation of approximate equations for modeling moist deep convection on the mesoscale. Colorado State University Atmospheric Science Paper 266, Colorado State University, Fort Collins, CO, pp. 62, 1977.
- MARSHALL, J.S., Palmer, W. The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, pp. 165-166, 1948.
- MCCUMBER, M.C., R.A. Pielke. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I: Soil layer, *J. Geophys. Res.*, **86**, pp. 9929-9938, 1981.
- MELLO, M.S., Dias, M.A.F.S., Dias, P.L.S. Estudo Numérico da Dispersão de Poluentes: Aplicação do Modelo RAMS na Região Metropolitana de São Paulo. Instituto Astronômico Geofísico e Departamento de Ciência Atmosférica. Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 1997.
- MELLOR, G.L., T. Yamada. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, pp. 1791-1806, 1974.
- MESINGER, F., Arakawa, A. Numerical methods used in atmospheric models, **1**. GARP Publications. World Meteorological Organization, 1976.
- MEYERS, M.P., DeMott, P.J., Cotton, W.R. New primary ice nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 708-721, 1992.
- MILLER, M.E., Niemeier, L.E. Air pollution of potential forecasts – A year's experience. *J Air Pollut Control Assoc.*, **13**, pp. 205-10, May, 1963.
- MOLINARI, J., T. Corsetti. Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cumulus parameterization: results of one and three dimensional integrations, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, pp. 485-501, 1985.
- MONIN A.S., Obukhov, A.M. Basic Laws of Turbulent Mixing in the Ground Layer of the Atmosphere. *Trans. Geophys. Inst. Akad. Nauk. USSR* **151**, 163–187, 1954.
- MONIN, A.S. On the boundary conditions on the Earth surface for diffusive pollution. *Adv. Geophys.*, **6**, pp. 435-436, 1959.

NIKMO, J., Tuovinen, J., Kukkonen, J., e Valkama, I. A Hybrid Plume Model for Local-Scale Atmospheric Dispersion. *Atmospheric Environment*, **33**, pp.4389-4399, 1999.

OLIVEIRA, S. et al. Nova tecnologia para o monitoramento do ar, Saneamento Ambiental no. 58, 23-26, 1996.

OLIVIER, J.G.J. Part III: Greenhouse gas emissions: 1. Shares and trends in greenhouse gas emissions; 2. Sources and Methods; Greenhouse gas emissions for 1990 and 1995. In: "CO<sub>2</sub> emissions from fuel combustion 1971-2000", 2002 Edition, pp. III.1-III.31. International Energy Agency (IEA), Paris. ISBN 92-64-09794-5, 2002.

ORLANSKI, I. A simple boundary condition for undounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, **21**, pp. 251-269, 1976.

PAGE, S.E. et al. The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997. *Nature*, **420**, N° 6911, pp. 61-65, 2002.

PANOFSKY, H.A., J.A. Dutton. Atmospheric Turbulence - Models and Methods for Engineering Applications, John Wiley, New York, 397 pp, 1984.

PASQUILL, F. The Estimation of the Dispersion of Windborne Material. *Meteorological Magazine*, **90**, p. 33-49, 1961.

PEIXOTO, J., P., OORT, A., H., *Physics of climate*. 2. ed. American Institute of Physics, 1992.

PENNER, J.E., R.E. Dickinson, C.A. O'Neill. Effects of Aerosol from Biomass Burning on the Global Radiation Budget. *Science*, **256**, pp. 1432-1433, 1992.

PICKERING, K.E., A.M. Thompson, Y. Wang, W. K. tao, D.P., McNamara, V.W. J.H. Kirchhoff, B.G. Heikes, G.W. Sachse, J.D. Bradshaw, G.L. Gregory, D.L. Blake. Convective Transport of Biomass Burning Emissions Over Brazil During TRACE A. *J. of Geophysical Research*, **101**, pp. 23.993-24.012, 1996.

PICKERING, K.E., R.R. Dickerson, G.J. Huffman. Trace Gas Transport in the Vicinity of Frontal Convective Clouds. *J. Geophys. Res.*, **93**, pp. 759-773, 1988.

- PIELKE, R.A. Mesoscale Meteorology Modeling. Academic Press. New York, 1984.
- PIELKE, R.A., Mcnider, R.T., Walko, R.L., Tremback, C.J., Nicholls, M.E., Moran, M.D., Weslwy, D.A., Lee, T.J. and Copeland, J.H.: A comprehensive meteorological modeling system. – RAMS. *Meteo. Atmos. Phys.*, **49**, pp. 69-91, 1992.
- PIVETTA, M. Sombras sobre a floresta. Pesquisa FAPESP, 86. São Paulo, Brasil., 2003.
- POTTER, C.S., V. Brooks-Genovese, S.A. Klooster, M. Bobo, A. Torregrosa. Biomass burning losses of carbon estimated from ecosystem modeling and satellite data analysis for the Brazilian Amazon region. *Atmospheric Environment* **35**(10), pp. 1773-1781, 2001.
- RAMOS, A.M., J. Corte-Real. Simulação Numérica da Dispersão de Poluentes Emitidos por Fonte Industrial. 4º Assembléia Luso-Espanhola de Geodésia e Geofísica, pp 237-238. Fevereiro, Figueira da Foz, Portugal., 2004.
- RAMOS-NETO, M.B. O Parque Nacional das Emas (GO) e o fogo: implicações para a conservação biológica. Tese de Doutorado em Ecologia, São Paulo, Brasil, pp. 159., 2000.
- RAYNER, K.N., Watson, I.D. Operational Prediction of Daytime Mixed Layer Heights for Dispersion Modelling. *Atmospheric Environment*, **25A**, n. 8, pp. 1427-1436, 1991.
- REID, J., Hobbs, P., Ferek, R., Blake, D., Martins, J., Dunlap, M., Liousse, C. Physical, chemical and optical properties of regional hazes dominated by smoke in Brazil. *J. Geophys. Res.*, **103**, pp. 32059-32080, 1998.
- REYNOLDS, O. An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of wather shall be direct of sinous, and of the law of resistence in parallel channels. *Philos. Trans. R. Soc., London* 174, pp. 935-982, 1883.
- REYNOLDS, O. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 186, 123, 1895.
- RIZZA, U., Mangia, C., Martano, P., Giostra, U., Di Rocco, D., Miglietta, M., Schipa, I. And Marra, G. A combined modeling system for air quality estimates in complex terrain.

Anais do XI CBMET, Rio de Janeiro, Brasil, 2000.

RODGERS, C.D. The use of emissivity in atmospheric radiation calculations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **93**: 43-54, 1967.

ROSENFELD, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall, *Geophys. Res. Lett.* **26**, 20, 3101, 1999.

SANDERS, R.A. Blocking highs over the Eastern North Atlantic Ocean and Western Europe. *Monthly Weather Review*, **81**(3), 1953.

SANTOS, I.A., Controle de larga escala na precipitação amazônica no ABLE2B. Tese Doutorado. Tese de doutorado, Instituto Astronômico Geofísico e Departamento de Ciência Atmosférica. Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 1998.

SCHAFER, J.S. et al. Atmospheric effects on insolation in the Brazilian Amazon: observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols. *Journal of Geophysical Research*, Washington, **107**, n.D20, 2002.

SCHNELLE K.B., Dey P. R. **Atmospheric dispersion modelling compliance guide.** McGraw-Hill, New York, 2000.

SEILLER, W.; Crutzen, P.J. Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and the atmosphere from biomass burning. *Climatic Change*, **2**, pp. 207-247, 1980.

SEINFELD, J.H., S.N. Pandis. *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change.* John Wiley and Sons, Inc., New York, 1998.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations. 1. The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, pp. 99-164., 1963.

SMITH T.B., Blumenthal D.L., Andreson J.A., Vanderpol A.H. Transport of SO<sub>2</sub> in Power Plant Plumes: Day e Night. *Atmospheric Environment*, **12**, pp. 604-611, 1978.

STORCH, H.V., Zwiers, F.W. *Statistic Analysis in Climate research*. New York. Cambridge University Press, pp. 484, 2000.

STULL, R.B. *An introduction to boundary layer meteorology*. Kuwer Academic Publishers, 666pp, 1988.

STULL, R.B. Integral Scales for the Nocturnal Boundary Layer. Part 1: Empirical Depth Relationships. *J. of Climate and Applied Meteorology*, v. 22, n. 4, p. 673-686, abr., 1983.

STULL, R.B. *Meteorology for Scientists and Engineers*, 2nd Ed. Brooks/Cole Thomson Learning, pp. 502, 2001.

THOMPSON, A.M., K.E. Pickering, R.R. Dickerson, W.G. Ellis Jr., D.J. Jacob, J.R. Scala, W.K. Tao, D.P. McNamara, J. Simpson. Convective Transport over the Central United States and its Role in Regional CO and Ozone Budgets. *J. Geophys. Res.*, **99**, D09, pp. 18703-18711, 1994.

TIRABAZZI, T., Rizza, U. Boundary Layer Parameterization for a Non-Gaussian Puff Model. *Journal of Applied Meteorology*, **36**, pp 1031-1037, 1997.

TOON, O.B., R.P. Turco, D. Westphal, R. Malone, M.S. Liu. A Multidimensional model for aerosols: description of computational analogs, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 15, pp. 2123-2143, 1988.

TOON, O.B., T. Ackerman. Algorithms for the calculation of scattering by stratified spheres, *Appl. Optics*, **20**, pp. 3657-3660, 1981.

TREMBACK, C.J. Numerical simulations of a mesoscale convective complex: model development and numerical results. Ph.D. Dissertation, Atmos, Sci. Paper n. 465, Colorado State University, Dept. of Atmospheric Science, Fort Collins, CO 80523, 1990.

TREMBACK, C.J., R. Kessler. A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical models. Apresentado na 7º Conference on Numerical Weather Prediction, Montreal, Canadá, AMS, 17-20, Junho, 1985.

TREMBACK, C.J., J. Powell, Cotton, W.R., R. Pielke. The Forward-in-Time Upstream Scheme: Extension to Higher Orders. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, pp. 540-555, 1987.

TRIPOLI, G.J., Cotton, W.R.. The Colorado State University Three-Dimensional Cloud/Mesoscale Model. Part I: General Theoretical Framework and Sensitivity Experiments. *J. Rech. Atmos.*, **16**, pp.185-219, 1982.

TRIPOLI, G.J., Cotton, W.R. The use of ice-liquid water potential temperature as a thermodynamic variable in deep atmospheric models. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, pp. 1094-1102, 1980.

TURNER, D.B. Workbook of atmospheric dispersion estimates. U.S. EPA Office of Air Programs Publication No. AP-26. Research Triangle Park, NC, 1970.

ULIASZ, M. Development of the mesoscale dispersion modeling system using personal computers. Part II: Numerical simulations. *Zeitschrift f'ur Meteorologie*, **40**, pp. 285-298, 1990.

URCH, B.; Brook, J.; Wasserstein, D.; Scott, J.; Brook, R.; Rajagopalan, S.; Rivilis, A.; Corey, P.; Gage, F.S. Relative contributions of PM<sub>2.5</sub> chemical constituents to acute arterial vasoconstriction. In: *First Specialty Conference of the American Association for Aerosol Research (AAAR) and Fourth Colloquium on PM and Human Health*, Pittsburgh, PA, 2003.

VAN DOP, H. Buoyant plume rise in lagrangian framework. *Atmos. Environ.*, **26A**, 1345-1346. European Communities, 2003. Forest Fires in Europe: 2003 fire campaign, SPI. 04. **124**, pp.51, 1982.

VAN DYKE, M. An album of fluid motion, Parabolic Press, Stanford, 1982.

VERLINDE, J., Cotton, W.R., Fitting microphysical observations of nonsteady convective clouds to a numerical model: an application of the adjoint technique of data assimilation to a kinematic model, *Mon. Wea. Rev.*, **121**(10), 2776-2793, 1993.

VERLINDE, J.; Flatau, P.J.; Cotton, W.R. Analytical solutions to the collections growth equation: Comparison with approximate methods and applications to cloud microphysics parameterization schemes. *J. Atmos. Sci.*, **47**, pp. 2871-2880, 1990.

WALCHEK C.J., R.A. Brost, J.S. Chang, M.L. Wesley. SO<sub>2</sub> sulphate and HNO<sub>3</sub> deposition velocities using regional land use and meteorological data. *Atmos. Environ.*, **20**, pp. 949-964, 1986.

WALKO, R.L., Tremback, C.J. Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) version 4.3/4.4 – Model Input Namelist Parameters, 2000. In <http://www.atmet.com>.

WALKO, R.L., Tremback. C.J. RAMS Regional Atmospheric Modeling System - version 4.3/4.4. Users Guide Fort Collins. CO, USA, 2001.

WALKO, R.L., Cotton, W.R., Meyers, M.P., Harrington, J.Y. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: the single-moment scheme. *Atmospheric Research*, **38**, pp. 29-62, 1995.

WALKO, R., Band L., Baron J., Kittel F., Lammers R., Lee T., Ojima D., Pielke R., Taylor C., Tague C., Tremback C., Vidale P. Coupled Atmospheric-Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling. *J. Appl Meteorol.*, **39**: (6) pp. 931-944, 2000.

WALKO, R.L., Tremback, C.J., Bell, M.J. HYPACT Hybrid Particle and Concentration Transport Model, User's Guide. Mission Research Corporation, Fort Collins, CO, 2001.

WANG, L.P., Stock, D. E. Dispersion of heavy particles by turbulent motions. *J. Atmos. Sci.*, **50**, pp. 1897-1913, 1993.

WARD, D.E., C.C. Hardy. Smoke Emissions from Wildland Fires. *Environment International*, **17**, pp. 117-134, 1992.

WHELAN, R.J. The ecology of fire. New York: Cambridge University Press., 1995.

WHITBY, K.T. The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmos. Environ.*, **12**, pp. 135-159, 1978.

WHITBY, K.T., Husar, R.B., Liu, B.Y.H. The aerosol size distribution of Los Angeles smog. *J. Colloid Interface Sci.*, **39**, 177-204, 1972b.

WHITBY, K.T., Liu, B.Y.H., Husar, R.B., Barsic, N.H. The Minnesota aerosol analyzing system used in the Los Angeles smog project. *J. Colloid Interface Sci.*, **39**, 136-164, 1972a.

YAMADA, T., S. Bunker. Development of a Nested Grid, Second Moment Turbulence Closure Model and Application to the 1982 ASCOT Brush Creek Data Simulation. *J. Appl. Meteor.*, **27**, pp. 562-578, 1988.

YUDINE, M. I. Physical consideration on heavy-particle diffusion. *Adv. Geophys.*, **6**, pp. 185-191, 1959.

ZANNETTI P. Particle modelling and its application for simulating air pollution phenomena. In Environmental Modelling, Melli P., and P. Zannetti editors, *Computational Mechanics Publications and Elsevier Applied Science*, pp. 211-241, 1992.

ZANNETTI, P. Air Pollution Modeling: Theories, Computational Methods and Available Software. Van Nostrand Reinhold, 1990.

ZANNETTI, P., N. Al-Madani. Simulation of transformation, buoyancy and removal processes by lagrangian particle methods. In Proc. of the 14th international technical meeting in air pollution modelling and its application, the Wispelaere, C. Editor Plenum Press, New York, pp. 733-744, 1984.

ZILITINKEVICH, S.S. On the Determination of the Height of the Ekman Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, **3**, p. 141-145, 1972.

## Apêndice 1

---

Ficheiro que corresponde a lista de variáveis (*namelist*), chamado RAMSIN, que é dividido em cinco partes.

```
##### Change Log #####
! 4.3.0.0
!
#####
```

\$MODEL\_GRIDS: relacionado com a configuração das grades utilizadas em cada simulação. São definidos o tamanho de cada grade e suas localizações, o número de grades, o número de pontos de grade e o espaçamento horizontal, o número de níveis verticais e de camadas de solo e o espaçamento vertical e tempo de simulação.

```
! Simulation title (64 chars)
EXPNAME = 'teste',
VTABCUST = 'standard',
RUNTYPE = 'MAKEVFILE', ! Type of run: MAKESFC, INITIAL, HISTORY, MAKEVFILE, MEMORY
TIMEUNIT = 'h', ! 'h','m','s' - Time units of TIMMAX, TIMSTR
TIMMAX = 72., ! Final time of simulation. Start of simulation or ISAN processing
IMONTH1 = 04,
IDATE1 = 11,
IYEAR1 = 2003,
ITIME1 = 0000, ! GMT of model TIME = 0.
```

! Grid specifications

```
NGRIDS = 1, ! Number of grids to run
NNXP = 44,38, ! Number of x gridpoints
NNYP = 44,34, ! Number of y gridpoints
NNZP = 29,29, ! Number of z gridpoints
NZG = 7, !Number of soil gridpoints
NZZ = 1, ! Maximum number of snow layers
NXTNEST = 0,1,1,2,3, ! Grid number which is the next coarser grid
```

! Coarse grid specifications

```
IHTRAN = 1, ! 0-Cartesian, 1-Polar stereo
DELTAX = 64000.,
DELTAY = 64000., ! X and Y grid spacing
DELTAZ = 100., ! Z grid spacing (set to 0. to use ZZ)
DZRAT = 1.2, ! vertical grid stretch ratio
DZMAX = 1000., ! maximum delta Z for vertical stretch
ZZ = 0.0, ! Vertical levels if DELTAZ = 0
 30.0, 60.0, 90.0, 120.0, 150.0,
 180.0, 210.0, 240.0, 270.0, 300.0,
 330.0, 360.0, 390.0, 420.0, 450.0,
 480.0, 510.0, 540.0, 570.0, 600.0,
 630.0, 660.0, 690.0, 720.0, 750.0,
 780.0, 810.0, 840.0, 870.0, 900.0,
 930.0, 960.0, 990.0, 1020.0, 1050.0,
```

```

1080.0, 1110.0, 1140.0, 1170.0, 1200.0,
1230.0, 1260.0, 1290.0, 1320.0, 1350.0,
1380.0, 1410.0, 1440.0, 1470.0, 1500.0,
1533.0, 1569.3, 1609.2, 1653.2, 1701.5,
1754.6, 1813.1, 1877.4, 1948.1, 2025.9,
2111.5, 2205.7, 2309.3,
DTLONG = 90.,      ! Coarse grid long timestep
NACOUST = 3,      ! Small timestep ratio
IDELTAT = 1,      ! =0 - constant timesteps
                  ! >0 - initial computation <0 - variable
                  ! Nest ratios between this grid
                  ! and the next coarser grid.
NSTRATX = 1,4,4,4, ! x-direction
NSTRATY = 1,4,4,4, ! y-direction
NNDTRAT = 1,4,2,2, ! Time
NESTZ1 = 0,        ! contort coarser grids if negative
NSTRATZ1= 3,3,3,2,2,2,2,2,2,1,1,1, !
NESTZ2 = 0,        ! contort coarser grids if negative
NSTRATZ2= 3,3,3,2,2,2,2,2,1,1,1,1, !
POLELAT = 39.11,   ! Latitude of pole point
POLELON = -9.28,   ! Longitude of pole point
CENTLAT  = 39.11,39.,38.9,38.85,
CENTLON  = -9.28,-9.,-9.1,-9.1,
                  ! Grid point on the next coarser
                  ! nest where the lower southwest
                  ! corner of this nest will start.
                  ! If NINEST or NJNEST = 0, use CENTLAT/LON
NINEST = 1,0,0,    ! i-point
NJNEST = 1,0,0,    ! j-point
NKNEST = 1,1,1,    ! k-point
NNSTTOP = 1,1,1,   ! Flag (0-no or 1-yes) if this
NNSTBOT = 1,1,1,   ! nest goes the top or bottom of the
                  ! coarsest nest.
GRIDU = 0.,0.,0.,  ! u-component for moving grids
GRIDV = 0.,0.,0.,  ! v-component for moving grids
                  ! (still not working!)
$END
    
```

\$MODEL\_FILE\_INFO: são definidos os tipo de inicialização, homogênea (através do uso de uma sondagem) ou heterogênea (através do uso de análises como as fornecidas pelo AVN ou NCEP, entre outros), parâmetros relacionados com o *nudging* vertical e horizontal, frequência de geração de arquivos de saída, os arquivos de topografia, ocupação do solo e temperatura da superfície do mar.

```

INITIAL = 2,      ! Initial fields - 1=horiz.homogeneous, 2=variable
VARFPFX = '/ivar/pt_av',
VWAIT1 = 0.,     ! wait between each VFILE check (s)
VWAITTOT = 0.,  ! total wait befor giving up on a VFILE (s)
NUDLAT = 5,     ! Number of points in lateral bnd region
TNUDLAT = 3600., ! Nudging time scale(s) at lateral boundary
TNUDCENT = 0.,  ! Nudging time scale(s) in center of domain
TNUDTOP = 10800., ! Nudging time scale (s) at top of domain
ZNUDTOP = 16000., ! Nudging at top of domain above height(m)
TIMSTR = 27.,   ! Time of history start (see TIMEUNIT)
HFILIN = 'H/pt-H-2000-07-13-180000.vfm', ! Input history file name
IOUTPUT = 2,    ! 0-no files, 1-save ASCII, 2-save binary
HFILOUT = 'H/pt', ! History file prefix
    
```

```

AFILOUT = 'A/pt', ! Analysis file prefix
ICLOBBER = 1,      ! 0=stop if files exist, 1=overwrite files
IHISTDEL = 1,      ! 0=keep all hist files, 1=delete previous
FRQHIS = 86400.,   ! History file frequency
FRQANL = 7200.,    ! Analysis file frequency
FRQLITE = 0.,      ! Analysis freq. for "lite" variables
XLITE = '/0:0/',   ! nums>0 are absolute grid indexes
YLITE = '/0:0/',   ! nums<0 count in from the domain edges
ZLITE = '/0:0/',   ! nums=0 are domain edges
AVGTIM = 0.,       ! Averaging time for analysis variables
                    ! must be abs(AVGTIM) <= FRQANL
                    ! > 0 : averaging is centered at FRQANL
                    ! < 0 : averaging ends at FRQANL
                    ! = 0 : no averaged files
FRQMEAN = 0.,      ! Analysis freq. for "averaged" variables
FRQBOTH = 0.,      ! Analysis freq. for Both "averaged" and
                    ! "lite" variables
KWRITE = 0,        ! 1-write,0-don't write scalar K's to anal.

! Printed output controls

FRQPRT = 10800.,   ! Printout frequency
INITFLD = 1,       ! Initial field print flag 0=no prnt,1=prnt
! Input topography variables
SFCFILES = './data/sfc', ! File path and prefix for surface
SSTFPFX = './data/sst', ! Path and prefix for sst files
ITOPTFLG = 1,1,1,0,0, ! 2 - Fill data in "rsurf"
ISSTFLG = 1,1,1,0,0, ! 0 - Interpolate from coarser grid
IVEGTFLG = 1,1,1,0,0, ! 1 - Read from standard Lat/Lon data file
ISOILFLG = 2,0,0,0,0, ! soil files not yet available: avoid isoilflg=1
                    ! avoid isoilflg=1
NOFILFLG = 2,2,2,   ! 2 - Fill data in "rsurf"
                    ! 0 - Interpolate from coarser grid
IUPDSST = 0,        ! 0 - No update of SST values during run
                    ! 1 - Update SST values during run
                    ! The following only apply for IxxxxFLG=1
ITOPTFN = './surface_data/elev10m/H',
ISSTFN = './surface_data/sst/S',
IVEGTFN = './surface_data/veg1km_OGE/GE',
ISOILFN = '',       ! soil files not yet available

! Topography scheme

ITOPSFLG = 3,3,0,1, ! 0 = Average Orography
                    ! 1 = Silhouette Orography
                    ! 2 = Envelope Orography
                    ! 3 = Reflected Envelope Orography
TOPTENH = 1.0,1.0,0.,0., ! For ITOPSFLG=1, Weighting of topo
                    ! silhouette averaging
                    ! For ITOPSFLG=2 or 3, Reflected Envelope
                    ! and Envelope Orography enhancement
                    ! factor
TOPTWVL = 3.,3.,3.,2., ! Topo wavelength cutoff in filter
! Surface Roughness scheme
IZOFLG = 0,0,0,     ! 0 = Based off vege, bare soil and water surface
                    ! 1 = Based off subgrid scale topography

```

ZOMAX = 5.,5.,5., ! Max zo for IZ0FLG=1  
 Z0FACT = 0.005, ! Subgrid scale orographic roughness factor

! Microphysics collection tables

MKCOLTAB = 0, ! Make table: 0 = no, 1 = yes  
 COLTABFN = './ct2.0', ! collection table filename to read or write  
 ! Filename to read or write

\$END

\$MODEL\_OPTIONS: são definidas as opções físicas e numéricas do modelo, tais como o tipo de condição de fronteira lateral, os parâmetros de radiação, convecção, difusão turbulenta, camada superficial e modelo de solo e microfísica.

NADDSC = 0, ! Number of additional scalar species  
 ! Numerical schemes  
 ICORFLG = 1, ! Coriolis flag/2D v-component - 0=off, 1=on  
 IBND = 1, ! Lateral boundary condition flags  
 JBND = 1, ! 1-Klemp/Wilhelmson, 2-Klemp/Lilly, 3-Orlanski, 4-cyclic  
 CPHAS = 20., ! Phase speed if IBND or JBND = 1  
 LSFLG = 1, ! Large-scale gradient flag for variables other than  
 ! normal velocity:  
 ! 0 = zero gradient inflow and outflow  
 ! 1 = zero gradient inflow, radiative b.c. outflow  
 ! 2 = constant inflow, radiative b.c. outflow  
 ! 3 = constant inflow and outflow  
 NFPT = 0, ! Rayleigh friction - number of points from the top  
 DISTIM = 400., ! - dissipation time scale

! Radiation parameters

ISWRTYP = 2, ! Shortwave radiation type  
 ILWRTYP = 1, ! Longwave radiation type  
 ! 0-none, 2-Mahrer/Pielke, 1-Chen  
 RADFRQ = 1800., ! Freq. of radiation tendency update (s)  
 LONRAD = 1, ! Longitudinal variation of shortwave  
 ! (0-no, 1-yes)

! Cumulus parameterization parameters

NNQPARM = 1,1,1, ! Convective param. flag (0-off, 1-on)  
 CONFRQ = 1200., ! Frequency of conv param. updates (s)  
 WCLDBS = .0005, ! vertical motion needed at cloud base to trigger convection

! Surface layer and soil parameterization

NPATCH = 2, ! Number of patches per grid cell (min=2)  
 NVEGPAT = 1, ! Number of patches per grid cell to be  
 ! filled from  
 ! vegetation files  
 ! (min of 1, max of NPATCH-1)  
 ISFCL = 1, ! Surface layer/soil/veg model  
 ! 0-specified surface layer gradients  
 ! 1-soil/vegetation model  
 NVGCON = 0, ! Vegetation type (see below)

```

! Classes from BATS
! 0 Ocean
! 1 Lakes, rivers, streams (inland water)
! 2 Ice cap/glacier
! 3 Evergreen needleleaf tree
! 4 Deciduous needleleaf tree
! 5 Deciduous broadleaf tree
! 6 Evergreen broadleaf tree
! 7 Short grass
! 8 Tall grass
! 9 Desert
PCTLCON = 1.,
NSLCON = 6,
! 1 -- sand
! 4 -- silt loam
! 7 -- silty clay loam
! 10 -- silty clay
! 11 -- clay
! 12 -- peat
ZROUGH = .05,
ALBEDO = .2,
SEATMP = 298.,
DTHCON = 0.,
DRTCON = 0.,
SLZ = -2.0,-1.6,-1.2,-0.80,-0.50,-0.35,-0.20,-.10,-0.05,-0.02,
! Soil grid levels
!FLORESTA SLMSTR = 0.49,0.49,0.49,0.45,0.4,0.38,0.38,
SLMSTR = 0.40,0.40,0.40,0.40,0.40,0.40,0.25,0.40,0.4,0.40,
STGOFF = 5.,5.,5.,5.,3.5,2.,5,-1.,-1.5,-1.8,-2.,
STGOFF= 0.,0.,0.,0.,0.,0., ! Initial soil temperature offset from lowest atmospheric level

! Eddy diffusion coefficient parameters
IDIFFK = 2,2,2, ! K flag:
! 1 - Horiz deform/Vert Mellor-Yamada
! 2 - Anisotropic deformormation
! (horiz & vert differ)
! 3 - Isotropic deformation
! (horiz and vert same)
! 4 - Deardorff TKE (horiz and vert same)
IHORGRAD = 2, ! 1 - horiz grad frm decomposed sigma grad
! 2 - true horizontal gradient.
! Non-conserving, but allows small DZ
CSX = .20,.20,.20,.20,.20, ! Adjustable parameter, deformation horiz. K's coefficient
CSZ = .35,.35,.35,.20,.20, ! Adjustable parameter, deformation vert. K's coefficient
XKHKM = 3.,3.,3.,3.,3., ! Ratio of horizontal K_h to K_m for deformation
ZKHKM = 3.,3.,3.,3.,3., ! Ratio of vertical K_h to K_m for deformation
AKMIN= 1.0,1.0,1.0,2.0,1., ! Ratio of minimum horizontal eddy viscosity coefficient

! Microphysics
LEVEL = 3, ! Moisture complexity level
ICCNFLG = 0, ! Flag for CCN and IF
IFNFLG = 0, ! 0-constant,1-vertical profile,2-prognosed
ICLOUD = 4, ! Microphysics flags
IRAIN = 5, !
IPRIS = 5, ! 1 - diagnostic concen.

```

```

ISNOW = 4,      ! 2 - specified mean diameter
LAGGR = 3,      ! 3 - specified y-intercept
IGRAUP = 3,     ! 4 - specified concentration
IHAIL = 3,      ! 5 - prognostic concentration
CPARM = .3e9,   ! Microphysics parameters
RPARM = 1.e-3,  !-----
PPARM = 0.,     ! Characteristic diameter, # concentration
SPARM = 1.e-3,  ! or y-intercept
APARM = 1.e-3,
GPARM = 1.e-3,
HPARM = 3.e-3,
GNU = 2.,2.,2.,2.,2.,2.,2.,2., ! Gamma shape parms for
                                ! cld rain pris snow aggr graup hail

```

SEND

\$MODEL\_SOUND: inclusão de sondagens no caso da inicialização homogênea.

```

IPSFLG = 1,     ! Specifies what is in PS array
                ! 0-pressure(mb) 1-heights(m)
                ! PS(1)=sfc press(mb)
ITSFLG = 0,     ! Specifies what is in TS array
                ! 0-temp(C) 1-temp(K) 2-pot. temp(K)
IRTSFLG = 3,   ! Specifies what is in RTS array
                ! 0-dew pnt.(C) 1-dew pnt.(K)
                ! 2-mix rat(g/kg)
                ! 3-relative humidity in %,
                ! 4-dew pnt depression(K)
IUSFLG = 0,    ! Specifies what is in US and VS arrays
                ! 0-u,v component(m/s)
                ! 1-umoms-direction, vmoms-speed
HS = 0.,
PS = 1010.,1000.,2000.,3000.,4000.,6000.,8000.,11000.,15000.,20000.,25000.,
TS = 25.,18.5,12.,4.5,-11.,-24.,-37.,-56.5,-56.5,-56.5,-56.5,
RTS = 70.,70.,70.,70.,20.,20.,20.,20.,10.,10.,10.,
US = 10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,
VS = 0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,

```

SEND

\$MODEL\_PRINT: impressão de resultados para verificação durante a simulação.

```

NPLT = 0,      ! Number of fields printed at each time
                ! for various cross-sections (limit of 50)
IPLFLD = 'UP','VP','WP','THETA','RELHUM','TOTPRE', ! Field names - see table below
PLFMT = '0PF7.2', ! Format spec. if default is unacceptable
IXSCTN = 3,3,3,3,3, ! Cross-section type (1=XZ, 2=YZ, 3=XY)
ISBVAL = 2,2,2,2,2,2,2, ! Grid-point slab value for third direction
! The following variables can also be set in the namelist: IAA,
! IAB, JOA, JOB, NAAVG, NOAVG, PLTIT, PLCONLO, PLCONHI, and PLCONIN.
! 'UP' - UP(M/S) 'RC' - RC(G/KG) 'PCPT' - TOTPRE
! 'VP' - VP(M/S) 'RR' - RR(G/KG) 'TKE' - TKE
! 'WP' - WP(CM/S) 'RP' - RP(G/KG) 'HSCL' - HL(M)
! 'PP' - PRS(MB) 'RA' - RA(G/KG) 'VSCL' - VL(M)
! 'THP' - THP(K)
! 'THETA' - THETA(K) 'RL' - RL(G/KG) 'TG' - TG (K)

```

```

! 'THVP' - THV(K) 'RI' - RI(G/KG) 'SLM' - SLM (PCT)
! 'TV' - TV(K) 'RCOND' - RD(G/KG) 'CONPR' - CON RATE
! 'RT' - RT(G/KG) 'CP' - NPRIS 'CONP' - CON PCP
! 'RV' - RV(G/KG) 'RTP' - RT'(G/KG) 'CONH' - CON HEAT 'CONM' - CON MOIS
! 'THIL' - Theta-il (K) 'TEMP' - temperature (K)
! 'TVP' - Tv'(K) 'THV' - Theta-v (K)
! 'RELHUM' - relative humidity (%) 'SPEED' - wind speed (m/s)
! 'FTHRD' - radiative flux convergence (??)
! 'MICRO' - GASPRC
! 'Z0' - Z0 (M) 'ZI' - ZI (M) 'ZMAT' - ZMAT (M)
! 'USTARL' - USTARL(M/S) 'USTARW' - USTARW(M/S) 'TSTARL' - TSTARL (K)
! 'TSTARW' - TSTARW(K) 'RSTARL' - RSTARL(G/G) 'RSTARW' - RSTARW(G/G)
! 'UW' - UW (M*M/S*S) 'VW' - VW (M*M/S*S)
! 'WFZ' - WFZ (M*M/S*S) 'TFZ' - TFZ (K*M/S)
! 'QFZ' - QFZ (G*M/G*S) 'RLONG' - RLONG
! 'RSHORT' - RSHORT

```

SEND

\$ISAN\_CONTROL: são definidos os ficheiros que serão utilizados para a inicialização heterogênea. Para esse tipo de inicialização é possível a inclusão de dados de superfície e sondagens para uma melhor definição da condição inicial e do processo de *nudging*.

```

!-----
! Isentropic control
!-----
ISZSTAGE = 1,      ! Main switches for isentropic-sigz
IVRSTAGE = 1,      ! "varfile" processing
ISAN_INC=0000,     ! ISAN processing increment (hhmm)
                  ! range controlled by TIMMAX,
                  ! IYEAR1, ..., ITIME1
GUESS1ST = 'PRESS', ! Type of first guess input- 'PRESS', 'RAMS'
IIST_FLG = 1,      ! What to do if first guess file should be
                  ! used but does not exist.
                  ! 1=I know it may not be there,
                  ! skip this data time
                  ! 2=I screwed up, stop the run
                  ! 3=interpolate first guess file from
                  ! nearest surrounding times, stop if unable
                  ! (not yet available)
IUPA_FLG = 3,      ! UPA-upper air, SFC-surface
ISFC_FLG = 3,      ! What to do if other data files should be
                  ! used, but does not exist.
                  ! 1 = I know it may not be there,
                  ! skip this data time
                  ! 2 = I screwed up, stop the run
                  ! 3 = Try to continue processing anyway
IAPR = './prepar_avn/dp-p',
IARAWI = "",       ! Archived rawinsonde file name
IASRFCE = "",      ! Archived surface obs file name
VARPFX = './ivar/pt_av', ! isan file names prefix
IOFLGISZ = 0,      ! Isen-sigz file flag: 0 = no write, 1 = write
IOFLGVAR = 1,      ! Var file flag: 0 = no write, 1 = write

```

SEND

\$ISAN\_ISENTROPIC: são definidos os parâmetros utilizados na análise objectiva realizada para a inicialização do modelo.

```

!-----
! Isentropic and sigma-z processing
!-----
! Specify isentropic levels
!-----
NISN = 43,      ! Number of isentropic levels
LEVTH = 280,282,284,286,288,290,292,294,296,298,300,303,306,309,312,
        315,318,321,324,327,330,335,340,345,350,355,360,380,400,420,
        440,460,480,500,520,540,570,600,630,670,700,750,800,
!-----
! Analyzed grid information:
!-----
NIGRIDS = 1,      ! Number of RAMS grids to analyze
TOPSIGZ = 20000., ! Sigma-z coordinates to about this height
HYBBOT = 4000.,   ! Bottom (m) of blended sigma-z/isentropic
                ! layer in varfiles
HYBTOP = 6000.,   ! Top (m) of blended sigma-z/isentropic layr
SFCINF = 1000.,   ! Vert influence of sfc observation analysis
SIGZWT = 1.,      ! Weight for sigma-z data in varfile:
                ! 0.= no sigz data,
                ! 1.=full weight from surface to HYBBOT
NFEEDVAR = 1,     ! 1=feed back nested grid varfile, 0=don't
!-----
! Observation number limits:
!-----
MAXSTA = 150,     ! maximum number of rawindsondes (archived + special)
MAXSFC = 1000,    ! maximum number of surface observations
NONLYS = 0,       ! Number of stations only to be used
IDONLYS = '76458', ! Station ID's used
NOTSTA = 0,       ! Number of stations to be excluded
NOTID = 'r76458', ! Station ID's to be excluded
                ! Prefix with 'r' for rawindsonde,
                ! 's' for surface
STASEP = .1,      ! Minimum sfc station separation in degrees.
                ! Any surface obs within this distance
                ! of another obs will be thrown out
                ! unless it has less missing data,
                ! in which case the other obs will be
                ! thrown out.
ISTAPLT = 0,      ! If ISTAPLT = 1, soundings are plotted;
ISTAREP = 0,      ! If ISTAREP = 1, soundings are listed;
                ! no objective analysis is done.
                ! If ISTAREP/ISTAPLT = 0, normal processing
                ! is done
IGRIDFL = 3,      ! Grid flag=0 if no grid point, only obs
                ! 1 if all grid point data and obs
                ! 2 if partial grid point and obs
                ! 3 if only grid data
                ! 4 all data... fast
GRIDWT = .1,.01,  ! Relative weight for the gridded press data
                ! compared to the observational data in
                ! the objective analysis
GOBSEP = 5.,      ! Grid-observation separation (degrees)

```

```

GOBRAD = 5.,      ! Grid-obs proximity radius (degrees)
WVLNTH = 1200.,900.,
                ! Used in S. Barnes objective analysis.
                ! Wavelength in km to be retained to the RESPON
                ! percent from the data to the upper air grids.
SWVLNTH = 750.,300.,
                ! Wavelength for surface objective analysis
RESPON = .90,9,  ! Percentage of amplitude to be retained.

$END
!-----
! Graphical processing
!-----
$ISAN_GRAPH: impressão dos resultados para a visualização utilizando-se do pacote gráfico NCAR-Graphics.

IPLTPRS = 0,      ! Pressure coordinate horizontal plots
IPLTISN = 0,      ! Isentropic coordinate horizontal plots
IPLTSIG = 0,      ! Sigma-z coordinate horizontal plots
IPLTSTA = 0,      ! Isentropic coordinate "station" plots
!-----
! Pressure plotting information
!-----
ILFT1I = 0,      ! Left boundary window
IRGT1I = 0,      ! Right boundary window
IBOT1J = 0,      ! Bottom boundary window
ITOP1J = 0,      ! Top boundary window
                ! Window defaults to entire domain if one equals 0.
NPLEV = 3,        ! Number of pressure levels to plot
IPLEV = 1000,500,200, ! Levels to be plotted
NFLDU1 = 4,        ! Number of fields to be plotted
IFLDU1 = 'U','THETA','GEO','RELHUM', ! Field names
CONU1 = 0.,0.,0.,0., ! Field contour increment
IVELU1 = 2,0,0,0, ! Velocity vector flag
!-----
! Isentropic plotting information
!-----
ILFT3I = 0,      ! Left boundary window
IRGT3I = 0,      ! Right boundary window
IBOT3J = 0,      ! Bottom boundary window
ITOP3J = 0,      ! Top boundary window
                ! Window defaults to entire domain if one equals 0.

! Upper air plots:

IUP3BEG = 320,    ! Starting isentropic level for plotting
IUP3END = 620,    ! Ending isentropic level
IUP3INC = 100,    ! Level increment
NFLDU3 = 0,      ! Number of fields to be plotted
IFLDU3 = 'U','V','PRESS','GEO','RELHUM', ! Field names
CONU3 = 0.,0.,   ! Field contour increment
IVELU3 = 1,0,    ! Velocity vector flag
!-----
! Surface plotting information
!-----
NFLDS3 = 0,      ! Number of surface fields to plot
IFLDS3 = 'U','V','PRESS','GEO','RELHUM', ! Field names

```

```

CONS3 = 0.,0.,0.,0., ! Field contour increment
IVELS3 = 1,0,0,0,0, ! Velocity vector flag
!-----
! Sigma-z plotting information
!-----
! Uses isentropic plotting window info
ISZBEG = 2, ! Starting sigma-z level for plotting
ISZEND = 8, ! Ending sigma-z level
ISZINC = 6, ! Level increment
NFLDSZ = 0, ! Number of fields to be plotted
IFLDSZ = 'U','V','PRESS','THETA','RELHUM', ! Field names
CONS3 = 0.,0., ! Field contour increment
IVELSZ = 1,0, ! Velocity vector flag
NPLTRAW = 0, ! Approximate number of raw rawinsonde plots per frame. 0 turns off plotting.
NSTIS3 = 2, ! Number of station surface plots
ISTIS3 = 'PRESS','RELHUM','MIXRAT', ! Field names
!-----
! Cross-section plotting information
!-----
NCROSS3 = 0, ! Number of cross section slabs
ICRTYP3 = 2,1, ! Type of slab: 1=E-W, 2=N-S
ICRA3 = 1,1, ! Left window
ICRB3 = 35,43, ! Right window
ICRL3 = 22,25, ! Cross section location
NCRFLD3 = 3, ! Number of plots on each cross section
ICRFLD3 = 'MIXRAT','RELHUM','THETA', ! field names
THCON3 = 5.,5.,5., ! Contour interval of isentropes
ACON3 = 0.,0.,0., ! Contour interval of other field

$END
!-----
!Field values for graphical stage
!-----
! Pressure Isentropic Station Sigma-z
! U U U U V V V V
! TEMP PRESS PRESS PRESS GEO GEO TEMP THETA
! RELHUM RELHUM RELHUM RELHUM MIXRAT MIXRAT MIXRAT
! THETA THETA SPEED SPEED
! ENERGY ENERGY THETA THETA SPRESS SPRESS

```

## Apêndice 2

---

### Parametrização Convectiva de Grell

Grell e Devenyi (2002) introduziram uma nova parametrização convectiva cujo objectivo principal é possibilitar ao usuário mais liberdade na escolha de uma variedade de hipóteses de fechamento, que serão incorporados à parametrização padrão baseada em Grell (1993).

No esquema de Grell há 108 modos diferentes de disparo da convecção, porém, os mais importantes são a presença de convergência de humidade, instabilidade condicional e CAPE acima de  $1500 \text{ J.kg}^{-1}$ . Conceptualmente, tal esquema é muito parecido com as parametrizações convectivas de AS (Arakawa e Schubert 1974), modificações em relação ao esquema FC (Fritsch e Chappel 1980) foram incluídas recentemente.

A nuvem parametrizada ocupa uma fracção da grade em modelos com resoluções acima de 10 km, portanto, não pode ser resolvida explicitamente. Arakawa (1974) discute que no conceito de instabilidade condicional de segunda ordem (CISK), a escala cúmulus e os movimentos na escala de um ciclone cooperam mutuamente, as nuvens cúmulus provêm o aquecimento que dirige o ciclone, e o ciclone provem a humidade que mantêm as nuvens cúmulus. Há, portanto, a nítida necessidade de esquematizar essa interacção entre a subgrade e a larga escala.

#### 2.1.1 - Entranhamento em nuvens cúmulus

Conceitos recentes de entranhamento de ar ambiental nas nuvens trabalham muito com mistura lateral. O ar entranhado lateralmente contribui no aspecto termodinâmico do nível em questão, isto é, as propriedades termodinâmicas do ar ascendente em um determinado nível da nuvem, é uma mistura das propriedades do ar que entranha pela base da nuvem com o ar entranhado em todos os níveis abaixo dele. Consequentemente um gradiente distinto nas propriedades da nuvem deve existir entre o interior central da nuvem e ao redor da fronteira.

A figura abaixo ilustra os modelos esquemáticos de uma “bolha” e “jacto” de entranhamento lateral.

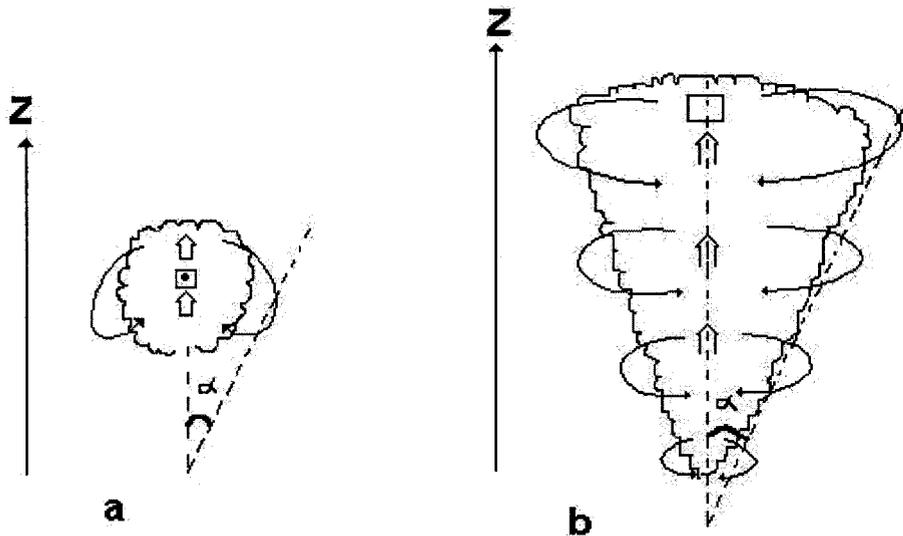


Figura 1 - (a) Visão esquemática de um modelo de bolha (ou termal) de entranhamento lateral numa cúmulus (b) Visão esquemática de um modelo de jacto estacionário de entranhamento lateral numa cúmulus. [adaptado de Holton (1989)].

Uma consequência importante para a teoria de entranhamento lateral é que a taxa fraccional de entranhamento do ar ambiente dentro de uma ascendente deve variar inversamente com o raio da nuvem. Malkus (1960) formulou a taxa de entranhamento ( $\mu_c$ ) para o modelo da bolha como:

$$\mu_c = \left( \frac{1}{M_c} \right) \left( \frac{dM_c}{dz} \right) = \frac{b}{R} \tag{2.1}$$

$M_c$  é a massa da nuvem,  $b$  é um coeficiente adimensional e  $R$  é o raio de uma nuvem. Baseado em experimentos de laboratório, Turner (1963) atribuiu que a taxa de entranhamento para uma termal é  $b = 3\alpha = 0.6$ , onde  $\alpha$  é o ângulo do entranhamento na fronteira da bolha, ilustrado na figura 1. No caso de um jacto estacionário, Squires e Turner (1962) formularam a taxa de entranhamento lateral com  $b = 2\alpha = 0,2$  (usada no BRAMS).

### 2.1.2 - Controlo estático

Toda hipótese é directamente influenciada pela redistribuição vertical de calor e humidade e pelas próprias taxas de precipitação. Seguindo Grell et. al. (1993), Grell e Devenyi introduziram o símbolo  $l$  para denotar o tipo de hipótese, e reescreveu o entranhamento como:

$$\mu_{ue}(z, \lambda) - \mu_{ud}(z, \lambda) = \frac{1}{m_u(z, \lambda)} \frac{\partial m_u(z, \lambda)}{\partial z} \quad (2.2)$$

$\mu_{ue}$  é a taxa de entranhamento fraccional,  $\mu_{ud}$  é a taxa de desentranhamento fraccional ( $u$  denota corrente ascendente), e  $m$  é o fluxo de massa, onde cada subconjunto é normalizado pelo fluxo de massa na base da nuvem, como segue:

$$m_u(z, \lambda) = m_b(\lambda) \eta_u(z, \lambda) \quad (2.3)$$

$\eta_u$  é o fluxo de massa normalizado e  $m_b$  é o fluxo de massa na base das correntes ascendentes. Conforme Grell e Devenyi (2002), resultados tem mostrado que há dependência do fluxo de massa nas correntes descendentes com o fluxo de massa nas correntes ascendentes. Assumindo que parte do condensado total é evaporado na corrente descendente, esta dependência pode ser expressa por:

$$m_0(\lambda) = \beta(\lambda) \frac{I_1(\lambda)}{I_2(\lambda)} m_b(\lambda) \quad (2.4)$$

$(1 - \beta(\lambda))$  é a eficiência da precipitação, geralmente como função do cisalhamento do vento e humidade na base da nuvem, aos moldes do que é a eficiência na parametrização convectiva de FC (1980),  $m_0$  é o fluxo de massa originalmente descendente, e  $I_1(\lambda)$  e  $I_2(\lambda)$  são o condensado e evaporado normalizados das correntes ascendente e descendente, respectivamente.

Obtém-se, da equação 2.2 e do comportamento de uma variável qualquer numa camada infinitesimal da corrente ascendente, a quantificação do comportamento de uma variável meteorológica nas correntes. Para o fluxo ascendente tem-se:

$$\frac{\partial \alpha(\lambda, z)}{\partial z} = \mu_{ue} [\tilde{\alpha}(z) - \alpha_u(\lambda, z)] + S_u \quad (2.5)$$

$\alpha$  é qualquer variável termodinâmica, o índice  $u$  denota as propriedades da corrente ascendente, o índice  $\sim$  denota valor do ambiente e  $S$  indica sumidouros ou fontes. Para a energia estática húmida, tem-se:

$$\tilde{h}(z) = c_p \tilde{T}(z) + gz + L_c \tilde{q}(z) \quad (2.6)$$

sendo  $\tilde{q}(z)$  o valor médio da humidade específica. A equação 2.5 simplesmente torna-se:

$$\frac{\partial h_u(\lambda, z)}{\partial z} = \mu_{ue} [\tilde{h}(z) - h_u(\lambda, z)] \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial h_d(\lambda, z)}{\partial z} = \mu_{ue} [\tilde{h}(z) - h_d(\lambda, z)] \quad (2.8)$$

A equação 2.7 quantifica o comportamento da energia estática húmida numa corrente ascendente, por sua vez, a equação 2.8 representa o comportamento dessa variável numa corrente descendente. Para o comportamento da humidade na corrente ascendente tem-se:

$$\alpha_u = q_u(\lambda, z) + q_l(\lambda, z) \quad (2.9)$$

$$S_u = -C_o m_u(\lambda, z) q_l(\lambda, z) \quad (2.10)$$

$S_u$  é a água total que é precipitada,  $C_o$  é um parâmetro de conversão de chuva (geralmente dependente do tamanho da nuvem ou do cisalhamento),  $q_u$  é a razão de mistura do vapor de água dentro da corrente ascendente e  $q_l$  é a água líquida suspensa no interior da nuvem.

### 2.1.3 – Retro – alimentação

Os fluxos na escala convectiva são definidos como:

$$F_{s-LI} = F_s - LF_l \quad (2.11)$$

$$F_{q+l} = F_q - F_l \quad (2.12)$$

$F_s$  é fluxo de energia seca,  $F_q$  é o fluxo de vapor de água e  $F_l$  é o fluxo de água líquida suspensa na nuvem. Tais fluxos são definidos por:

$$F_s = \int_{\lambda} \eta_u(\lambda, z) [s_u(\lambda, z) - \bar{s}(z)] m_b(\lambda) d\lambda - \int_{\lambda} \eta_d(\lambda, z) [s_d(\lambda, z) - \bar{s}(z)] m_o(\lambda) d\lambda \quad (2.13)$$

$$F_q = \int_{\lambda} \eta_u(\lambda, z) [q_u(\lambda, z) - \bar{q}(z)] m_b(\lambda) d\lambda - \int_{\lambda} \eta_d(\lambda, z) [q_d(\lambda, z) - \bar{q}(z)] m_o(\lambda) d\lambda \quad (2.14)$$

$$F_l = \int_{\lambda} \eta_u(\lambda, z) \gamma(\lambda, z) m_b(\lambda) d\lambda \quad (2.15)$$

A precipitação (absorvedor de água na nuvem em escala convectiva) é definida como:

$$R(z) = \int_{\lambda} \eta_u(\lambda, z) [C_o(\lambda, z) \gamma(\lambda, z)] m_b(\lambda) d\lambda - \int_{\lambda} \eta_d(\lambda, z) [q_e(\lambda, z)] m_o(\lambda) d\lambda \quad (2.16)$$

Os segundos termos do lado direito das equações 2.13 – 2.14, referem-se às propriedades da corrente descendente e anulam-se acima do nível de origem da corrente descendente. Abaixo do nível de origem da corrente ascendente, os primeiros termos do lado direito anulam-se e somente as correntes descendentes afectam o ambiente de larga escala. Entre o nível de origem do movimento ascendente e o nível de livre convecção (LFC),  $F_l$  e  $R$  são nulos.

Todas as variáveis nos termos de fluxo podem ser determinadas pelas equações do controlo estático, excepto  $m_b(\lambda)$ , que é determinado no controlo dinâmico, descrito a seguir.

### 2.1.4 – Controlo Dinâmico

A ideia imposta por AS de quase equilíbrio permite determinar o fluxo de massa na nuvem através da função denominada “cloud – work”. Essa função é uma medida da força de empuxo integrada nas nuvens.

Fazendo algumas operações matemáticas, podemos definir o comportamento substantivo da energia cinética, a partir dessa função.

$$\frac{d}{dt} \overline{KE}_u = A_u(\lambda) m_o(\lambda) - D_u(\lambda) \quad (2.17)$$

$D$  é a dissipação da energia cinética na escala das correntes.

Dentro desse conceito, define-se a eficiência da geração de energia cinética dentro da nuvem por:

$$A_u(\lambda) = \int_{z_b}^{z_t} \frac{g}{C_p T(z)} \frac{\eta_u(\lambda, z)}{1 + \gamma} [h_u(\lambda, z) - \tilde{h}^*(z)] dz \quad (2.18)$$

$\gamma$  é definido como:

$$\gamma = \frac{L_v}{C_p} \left( \frac{\partial \tilde{q}^*}{\partial T} \right)_p \quad (2.19)$$

$L_v$  é o calor latente de vaporização,  $C_p$  é o calor específico a pressão constante, o índice  $\sim$  denota valor médio,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $T$  é a temperatura,  $\tilde{q}^*$  é o valor médio da humidade específica saturada e  $\tilde{h}^*$  é o valor médio da energia estática húmida saturada.

A equação 2.18 também é aplicada para a corrente descendente, e a eficiência da geração de energia cinética fica:

$$A_d(\lambda) = \int_{z_0}^{z^{\text{sup}}} \frac{g}{C_p T(z)} \frac{\eta_d(\lambda, z)}{1 + \gamma} [\tilde{h}^*(z) - h_d(\lambda, z)] dz \quad (2.20)$$

Resolvendo a equação 2.17 tanto para correntes ascendentes como descendentes tem-se:

$$\frac{d}{dt} \overline{KE}_{tot} = A_{tot}(\lambda) m_o(\lambda) - D_{tot}(\lambda) \quad (2.21)$$

$A_{tot}(\lambda)$  é a função de trabalho da nuvem total, definida como a medida da eficiência da geração de energia cinética nas correntes ascendentes e descendentes. Um valor positivo de  $A_{tot}(\lambda)$  é necessário para a geração de energia cinética das nuvens do tipo  $\lambda$ , portanto,  $A_{tot}(\lambda) > 0$  pode ser considerado com um critério generalizado para a instabilidade convectiva.

A actividade convectiva é relacionada com a variação no tempo do parâmetro A, que é escrito pela soma de dois termos, um devido aos processos de larga escala  $F(\lambda)$  e outro devido as nuvens.

$$\frac{dA_{tot}(\lambda)}{dt} = \left[ \frac{dA_{tot}(\lambda)}{dt} \right]_c + F(\lambda) \quad (2.22)$$

sendo:

$$\left[ \frac{dA_{tot}(\lambda)}{dt} \right]_c = \int_{\lambda} K(\lambda, \lambda') m_b(\lambda) d\lambda \quad (2.23)$$

$K(\lambda, \lambda')$  é o Kernel. O Kernel é uma expressão para a interacção entre nuvens (correntes ascendentes e descendentes) e depende de algumas propriedades das nuvens, incluindo o fluxo de massa em cada nível e a taxa de desentranhamento. Esse valor é tipicamente negativo, e é um meio de as nuvens actuarem para estabilizar o ambiente, principalmente através do aquecimento adiabático na subsidência compensatória.