

ANTÓNIO MANUEL SARAIVA LOPES

PADRÕES TÉRMICOS DO CLIMA LOCAL  
NA REGIÃO DE OEIRAS

FACULDADE DE LETRAS  
UNIVERSIDADE DE LISBOA

1994

ANTÓNIO MANUEL SARAIVA LOPES

PADRÕES TÉRMICOS DO CLIMA LOCAL  
NA REGIÃO DE OEIRAS

Dissertação apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, sob a orientação da Professora Doutora Maria João Alcoforado, para a obtenção do grau de Mestre em Geografia Física e Regional.

FACULDADE DE LETRAS  
UNIVERSIDADE DE LISBOA

1994

## **INTRODUÇÃO**

Este estudo de Climatologia local tem como principal objectivo identificar alguns aspectos térmicos no período mais frio do ano de 1992/1993, na região de Oeiras, designação que se adopta para a área em estudo.

Não é fácil definir as várias escalas espaciais de trabalho em Climatologia (ALCOFORADO, 1992, p. 11). As definições variam bastante e, "dada a ausência de um critério único, cada autor vê-se na obrigação de esclarecer o seu ponto de vista pessoal..."(*idem*). Convém, portanto, referir o que se entende por clima local. Podem-se definir as "escalas climáticas" (macroclima, mesoclima, clima local e microclima) pela área afectada horizontal, vertical e temporalmente pelos fenómenos meteorológicos. Nesta perspectiva, os limites espaciais do clima local que, divergem um pouco de autor para autor (YOSHINO, 1975, p. 8), variam, segundo OKE (1993), entre 100 m e 50 km, no caso do espaço afectado horizontalmente (para YOSHINO, 1975, o limite máximo é de cerca de 10 km), e estão confinados à camada mais baixa da atmosfera, ou seja onde a influência da superfície terrestre é efectiva, durante aproximadamente o período de um dia<sup>(1)</sup> (p. 3-4). Esta camada de ar é conhecida pelos autores de língua inglesa por *boundary layer*, ou seja, a camada limite. Durante o dia, quando o Sol aquece a Terra, dá-se a transferência de calor por convecção para a atmosfera, elevando a espessura da camada para 1 ou 2 km de altitude. Durante a noite, quando a Terra arrefece mais rapidamente que a atmosfera, há uma transferência de calor no sentido descendente, diminuindo a espessura da camada de ar, que poderá descer até 100 m de altitude (OKE, 1993, p.4).

Mas estas definições são demasiadamente redutoras da realidade porque o clima local não é uma entidade em si, mas reflete o grau de pormenor com que se estudam os fenómenos climáticos. Neste estudo, o clima local é visto como sinónimo de topoclima. Esta designação foi proposta pela primeira vez por THORNTHWAITTE, em 1953, "para designar o

---

(1) Também aqui não há concordância entre os autores. Por exemplo, para YOSHINO (1975, p. 3), o tempo máximo de ocorrência de um fenómeno meteorológico que influencia o clima local é de aproximadamente 3 horas.

clima directamente dependente das características do substrato (topografia, tipo de solo, ocupação vegetal, presença ou proximidade de extensões de água, etc.) ou seja, o clima local (ALCOFORADO,1992, p. 11). No conjunto das escalas espaciais, o clima local situa-se entre o mesoclima ou clima regional e o microclima, com o qual é frequentemente confundido (*idem*).

Foram várias, as razões que levaram à escolha da região de Oeiras para levar a cabo este trabalho de investigação. A diversidade que esta área apresenta confere-lhe um estatuto privilegiado para um estudo de Climatologia local, quer em termos de relevo, quer pela existência dos vários núcleos urbanos que constituem a "Linha de Cascais", quer ainda pela mancha verde da mata do Estádio Nacional. Outra das razões prende-se com a questão da acessibilidade, na medida em que, com os meios disponíveis e dada a natureza do trabalho, era necessário proceder a várias campanhas de medição itinerantes. Inicialmente verificou-se que esta região dispunha de uma rede viária que permitiria efectuar essas campanhas num espaço de tempo aceitável. A sua proximidade de Lisboa permitiu concretizar o mais eficientemente possível as medições já que, devido à sua estreita dependência com as condições meteorológicas, não se podiam programar com muita antecedência.

Para a prossecução dos objectivos anteriormente expostos, foram realizadas dez campanhas de medição itinerantes de temperaturas e ventos, entre Setembro de 1992 e Março de 1993, tendo sido observados valores de temperatura, e de velocidade e rumo do vento, de madrugada e a meio do dia.

O texto que se segue é composto por seis capítulos. Depois de uma breve caracterização da área de estudo e de se levantarem algumas questões metodológicas sobre as campanhas de medição itinerantes (capítulo I), ensaiaram-se duas metodologias para posteriormente determinar a frequência e representatividade dos dias em que se fizeram medições (capítulo II). Como refere ALCOFORADO (1992), "o interesse dos estudos de Climatologia local depende muito da possibilidade de determinação da frequência de ocorrência das observações efectuadas" (p. 14). Utilizou-se, em ambos os casos, a

combinação de índices caracterizadores de situações sinópticas para determinar as frequências de ocorrência teóricas dos dias de medição.

No capítulo III, testaram-se duas técnicas de interpolação de temperaturas: a primeira baseada na geoestatística (variografia e *krigagem*) e a segunda na análise multivariada de dados. Neste caso utilizou-se uma técnica que combina a análise factorial de correspondências e a regressão múltipla. As temperaturas observadas no terreno e as interpoladas por aquele último processo serviram para elaborar os mapas das temperaturas apresentados no capítulo IV. Para situar os dias de medições no seu contexto, procedeu-se à identificação dos tipos de circulação atmosférica em altitude (nível de 500 hPa) e à superfície. Esta análise foi completada com o reconhecimento de algumas massas de ar e com os valores de temperatura, direcção e velocidade do vento, e nebulosidade em Lisboa.

A determinação da importância de factores geográficos (latitude, longitude e altitude) e locais (ocupação do solo, posição topográfica, etc.) na variabilidade térmica espacial de madrugada e a meio do dia, na região de Oeiras, foi o tema apresentado no capítulo V. Utilizaram-se, mais uma vez, técnicas de análise multidimensional de dados para tratar a informação.

A um nível de maior pormenor espacial, são apresentados os resultados obtidos em duas campanhas de medição em noites de arrefecimento radiativo, que permitiram constatar a drenagem do ar frio nas vertentes, a formação de cinturas térmicas e a acumulação do ar frio no fundo do vale de Barcarena (capítulo VI). As campanhas foram efectuadas em dois sectores distintos do vale: a primeira, na madrugada de 21 de Janeiro de 1993, foi realizada num troço transversal do vale, junto a Barcarena, a cerca de 4 km do rio Tejo. A segunda teve lugar num sector mais a jusante da mesma ribeira, perto de Laveiras (a cerca de 1 km do Tejo), na madrugada de 5 de Fevereiro de 1993.

No final é apresentada uma síntese com as principais conclusões da investigação.

Este trabalho está enquadrado no projecto "Imagens e Representações para o Ordenamento Biofísico em Meio Urbano: Lisboa", PBIC/C/CEN/1051/92, subsidiado pela J.N.I.C.T. e cuja responsável é a Professora Doutora Maria João Alcoforado.

## **Capítulo I – ÁREA DE ESTUDO E QUESTÕES METODOLÓGICAS**

A região de Oeiras encontra-se localizada a pouco mais de 2 km a Oeste de Lisboa e é banhada pelo rio Tejo, que desemboca mais adiante, a escassa meia dúzia de quilómetros, na imensidão do Oceano Atlântico.

Na figura 2 encontram-se representados os limites da área, com pouco mais de 30 km<sup>2</sup>, sobre a qual incidiu esta investigação de climatologia local. A ribeira da Laje e o rio Jamor constituem, respectivamente, os seus limites ocidental e oriental. A Norte, o limite dista 4 km do Tejo na parte oriental (Cruz Quebrada), até 7 km na parte ocidental, junto à vila de Oeiras. O Tejo banha a região numa extensão de aproximadamente 7 km, constituindo o seu limite Sul.

As figuras 1 e 2 mostram os principais traços do relevo da região de Oeiras. A superfície, levemente ondulada (fig. 1), encontra-se retalhada por quatro cursos de água (Laje, Porto Salvo, Barcarena e Jamor) que correm de Norte para Sul. A Norte, vários topos rondam 160 a 170 m, enquanto os fundos das ribeiras se encontram aproximadamente a 50 m. O relevo lembra uma escadaria que desce suavemente por sucessivas, e cada vez mais baixas, superfícies aplanadas, até atingir o rio Tejo (fig. 1). Os vales a Norte são, por vezes, encaixados em forma de "V", atingindo as vertentes declives médios de cerca de 11 a 13° de inclinação (por exemplo, junto a Barcarena). Na parte vestibular das ribeiras esses valores são inferiores (5 a 8° em média) e os vales são, na generalidade, mais amplos.

Cruz Quebrada, Caxias, Paço de Arcos e Oeiras formam uma quase contínua mancha urbana junto ao litoral (fig. 2). Estas localidades, conjuntamente com Queijas, Carnaxide, Linda-a-Velha e Porto Salvo, são os principais núcleos urbanos da região que, no total, concentra mais de 116 000 habitantes<sup>(1)</sup>.

As principais manchas verdes, compostas por espécies de porte arbóreo, estão reduzidas praticamente à mata do Estádio Nacional e a alguns parques ajardinados, como o

---

(1) Fonte: I.N.E., Censos 91.

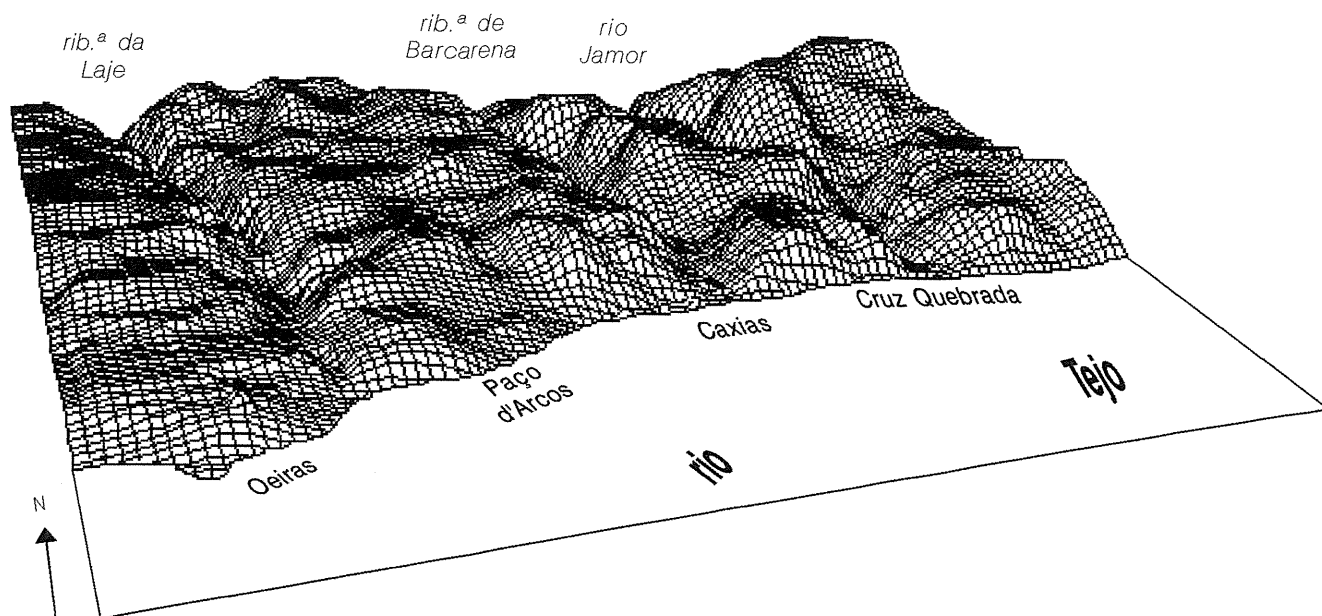


Fig.1 - O relevo da região de Oeiras.

de Oeiras (fig. 2). Exceptuando-se estes dois tipos de ocupação fundamental do solo (espaços urbanos e arborizados), existe apenas vegetação rasteira, que cobre grande extensão da área em estudo.

### **1. Campanhas de medição itinerantes e elementos climáticos registados**

Como já se referiu, um dos principais objectivos desta pesquisa consistiu na inventariação e reconhecimento de alguns padrões térmicos do clima local de Oeiras, durante a época mais fria do ano. A natureza deste trabalho impunha, à partida, a existência de uma malha apertada de estações meteorológicas, repartidas por uma área relativamente pequena. Como se sabe, a Rede Meteorológica Nacional não responde a estas exigências, tendo sido necessário proceder à recolha dos elementos climáticos. Para tal, foram realizadas dez campanhas de medição itinerantes de temperaturas e ventos (quadro I), entre Setembro de 1992 e Março de 1993. De madrugada e a meio do dia foram registados valores de temperatura e de velocidade e rumo do vento. Para esse efeito foram utilizados termo-higrómetros e anemómetros digitais.



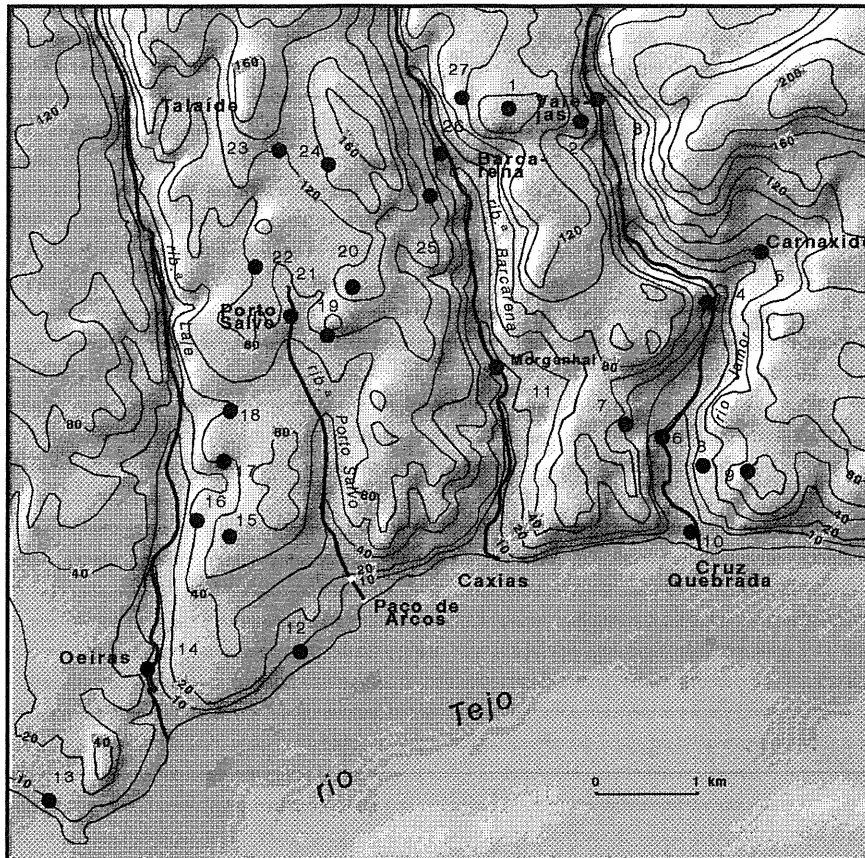


Fig.2 - Relevo da região de Oeiras e localização dos pontos de medição de temperatura e vento. A numeração corresponde à sequência das observações ao longo do trajecto (quadro II).

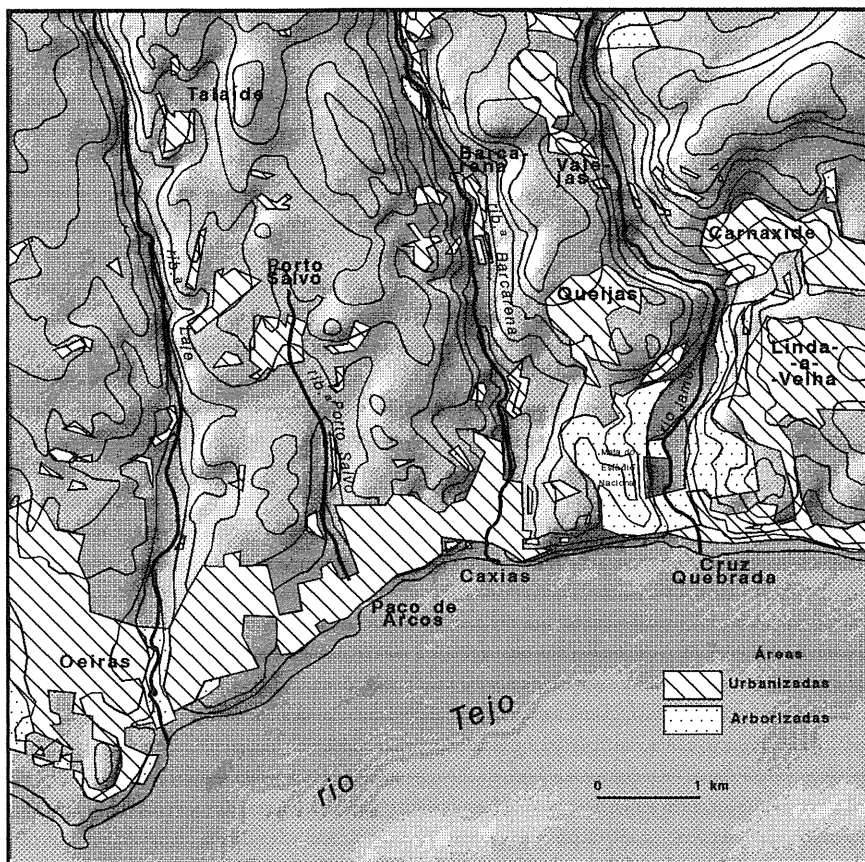


Fig.3 - Áreas urbanizadas e arborizadas na Região de Oeiras.

Quadro I – Campanhas de medição de temperatura e vento

Campanha de medição		Hora do início do percurso	Hora do fim do percurso	Duração do percurso	
1	19/9/92	madrugada	5h 4m	7h 5m	2h 1m
		a meio do dia	13h 11m	15h 13m	2h 2m
2	3/10/92	madrugada	5h 8m	7h 10m	2h 2m
		a meio do dia	13h 22m	15h 23m	2h 1m
3	31/10/92	madrugada	4h 58m	7h 5m	2h 7m
		a meio do dia	12h 18m	14h 20m	2h 2m
4	21/11/92	madrugada	5h 30m	8h 0m	2h 30m
		a meio do dia	12h 15m	14h 45m	2h 30m
5	19/12/92	madrugada	6h 6m	8h 21m	2h 15m
		a meio do dia	12h 30m	14h 38m	2h 8m
6	16/1/93	madrugada	6h 2m	8h 28m	2h 26m
		a meio do dia	12h 24m	15h 0m	2h 36m
7	31/1/93	madrugada	6h 0m	8h 19m	2h 19m
		a meio do dia	12h 15m	14h 35m	2h 20m
8	13/2/93	madrugada	6h 10m	8h 34m	2h 24m
		a meio do dia	13h 27m	15h 40m	2h 13m
9	27/2/93	madrugada	5h 40m	7h 50m	2h 10m
		a meio do dia	13h 34m	15h 45m	2h 11m
10	21/3/93	madrugada	5h 30m	7h 37m	2h 7m
		a meio do dia	13h 37m	15h 52m	2h 15m

## 2. Locais de observação

Indica-se na figura 2 a localização dos pontos onde foram efectuadas medições de temperatura e vento. A numeração corresponde à sequência das observações ao longo do trajecto. O percurso encontrava-se condicionado por dois factores: em primeiro lugar a obrigatoriedade de o efectuar no mais curto espaço de tempo e, em segundo, a necessária utilização da rede viária existente, já que o trajecto teve de ser efectuado de automóvel.

Várias experiências foram feitas ainda no início do Verão de 1992, para encontrar um percurso óptimo, com o maior número de locais de observação num trajecto o mais rápido possível. Em alguns casos foram abandonados pontos de medição, por aumentarem demasiado o tempo do percurso que era efectuado em pouco mais de 2 horas (quadro I).

O trajecto automóvel iniciava-se no Norte da região de Oeiras, em Queluz de Baixo (local 1, quadro II e fig. 2), descendo em seguida o Vale do rio Jamor até à sua desembocadura (Estação da Cruz Quebrada – local 10). A partir deste local inflectia-se para Oeste, paralelamente ao rio Tejo, até ao forte de São Julião da Barra, em Oeiras (local 13), seguindo depois para Norte, ao longo da estrada que serve as localidades de Oeiras, Porto Salvo e Leião (local de medição 23). Depois de atravessar o vale da ribeira de Barcarena atingia-se novamente o local de partida (Queluz de Baixo), o que permitia efectuar a correcção das temperaturas (veja-se um exemplo dessa correcção na figura 4). A meio do percurso realizava-se uma medição no Morganhal (local 11), ponto que se situa sensivelmente no centro geométrico da área para garantir uma cobertura regular através da rede de pontos de medição e facilitar a interpolação espacial das temperaturas.

Em alguns locais foram as condições do tráfego rodoviário que impossibilitaram a recolha dos dados. Este facto repercutiu-se, por exemplo, numa escassez de pontos de medição ao longo do litoral, por ser difícil e por vezes impraticável, estacionar na Estrada Marginal Lisboa/Cascais.

Os pontos de medição foram escolhidos segundo um critério baseado na sua posição topográfica, procurando não privilegiar nenhuma em particular: sete pontos de medição localizados em fundos de vale, oito em situação de topo e nove em vertentes. Junto ao litoral apenas existem três pontos, pela já referida impossibilidade de paragem na Estrada Marginal.

Apesar de todas as limitações apontadas, os resultados obtidos posteriormente permitiram concluir que a cobertura efectuada pelos pontos de medição se revelou eficaz.

Quadro II – Localização dos pontos de medição

Local	Designação	Factor <sup>(2)</sup>		Alt. (m)
		Long. (m)	Lat. (m)	
1	Queluz de Baixo	5250	7125	150
2	Valejas	6000	7000	90
3	Ponte Valejas	6000	7375	60
4	Sr.ª. da Rocha	7125	5375	20
5	Carnaxide	7750	5750	60
6	Vale Jamor	6750	4000	8
7	Estádio Nacional	6375	4125	30
8	Isef	7125	3625	40
9	Alto Sta.catarina	7625	3625	100
10	Estação Cruz Quebrada	7000	3000	1
11	Morganhal	5000	4750	15
12	P. Arcos - Esc.Náutica	2875	2125	10
13	Forte S.Julião - Oeiras	625	500	9
14	Jardim de Oeiras	1500	1750	10
15	Cemitério Oeiras	2250	3000	70
16	Cruz do Cemitério	2000	3125	50
17	Cacilhas	2250	3750	50
18	Moinhos Boa Sentença	2375	4250	75
19	Vila Fria	3375	5000	90
20	V.F. - Campo Futebol	3625	5375	120
21	Rib.ª. de Porto Salvo	2875	5125	80
22	Porto Salvo	2625	5625	105
23	Leião	3000	6750	120
24	S.Miguel	3500	6625	150
25	Leceia	4375	6375	100
26	Rib.ª. de Barcarena	4500	6750	40
27	Paragem RN	4625	7375	120

### 3. *Recolha e validação dos dados utilizados*

A temperatura (de madrugada e a meio do dia) foi sempre registada durante o período mais provável de ocorrência das mínimas e das máximas respectivamente. Uma das principais preocupações em relação às temperaturas mínimas era atingir o final do percurso antes do nascer do Sol. Em relação às máximas foi possível determinar a hora provável da

---

(2) Os factores de longitude e de latitude (cuja distância é representada em metros) foram obtidos com o auxílio de dois eixos ortogonais (x e y). A sua intersecção (ponto 0,0) foi arbitrariamente situada sobre o rio Tejo, a Sudoeste do Forte de S. Julião da Barra, em Oeiras. As distâncias foram determinadas na Carta Militar de Portugal, folha 430, Oeiras, S.C.E, 1970, escala 1:25 000.

sua ocorrência, através da observação dos termogramas da estação de Sassoeiros nos dias antecedentes aos das medições, tendo a hora de recolha variado consoante a altura do ano.

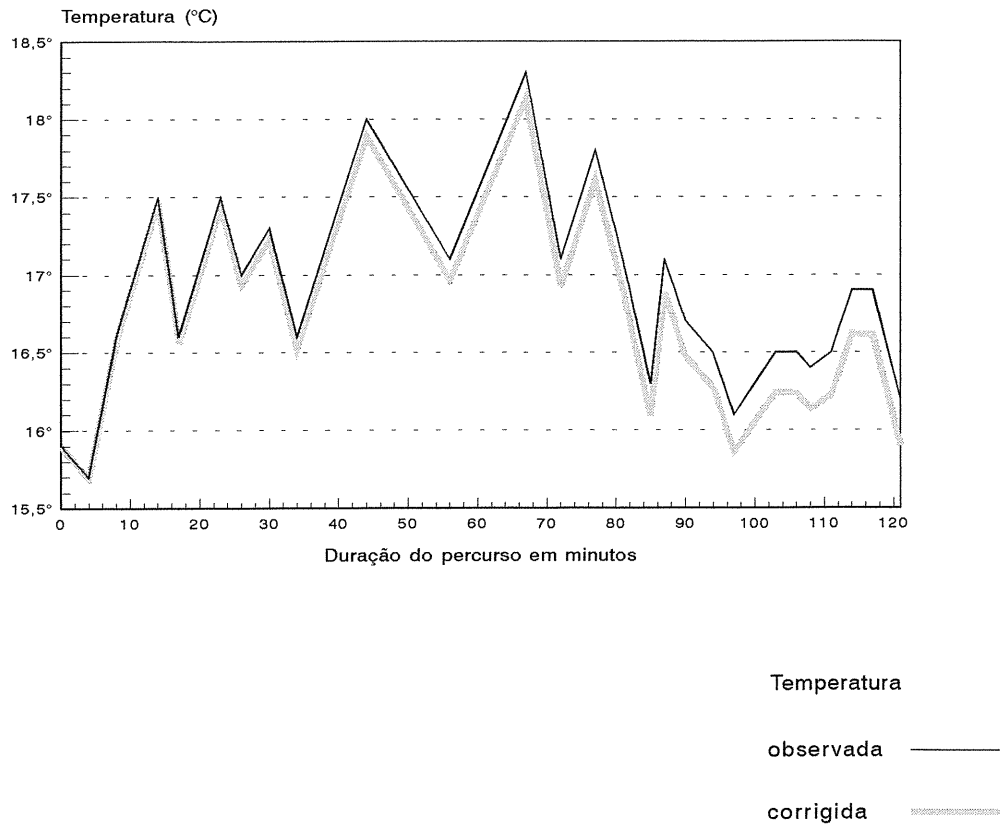
Devido à grande sensibilidade dos termómetros utilizados, particularmente no período diurno, decidiu-se anotar, para cada local de observação, entre 15 a 20 valores, que correspondem, em média, a um tempo de observação de cerca de 30 segundos. Este procedimento permite eliminar grande parte dos valores anómalos. Para a obtenção dos dados do vento procedeu-se de forma semelhante, tendo sido anotados os valores da velocidade e direcção no momento das observações das temperaturas.

As duas primeiras campanhas de medição (quadro I) serviram de base para a escolha da metodologia que se utilizou no apuramento final dos valores de temperatura atribuídos a cada local. Foram determinados alguns parâmetros estatísticos, tendo-se verificado que os valores de temperatura média, mediana e modal, na maior parte dos casos, coincidiam. A temperatura modal, que corresponde ao valor que mais vezes é observado no visor do termo-higrómetro, foi o parâmetro utilizado no tratamento final da informação. Eliminam-se assim os registos extremos que, por vezes, são observados nesses aparelhos, sobretudo quando o vento sopra em rajada.

Quanto à velocidade do vento, a situação é um pouco diferente, já que não existe coincidência entre os parâmetros estatísticos mencionados. Os apuramentos finais, que serão apresentados em mapas, incluem a moda da velocidade, a rajada máxima registada nos 30 segundos de observação e a direcção do vento em cada local de medição.

Devido à técnica utilizada na recolha dos dados, houve necessidade de utilizar um factor de correcção das temperaturas. Um dos procedimentos mais usuais para eliminar as variações em percursos longos, relacionadas com o ritmo térmico diurno, consiste na determinação das diferenças, ou desvios, entre as temperaturas obtidas e as observadas num ponto de referência. O ponto escolhido foi o local 1 (fig. 2), onde se iniciava e concluía o percurso.

Correcção das temperaturas observadas entre as  
5:04 h e as 7:05 h em 19/9/1992



Correcção das temperaturas observadas entre as  
13:11 h e as 15:13 h em 19/9/1992

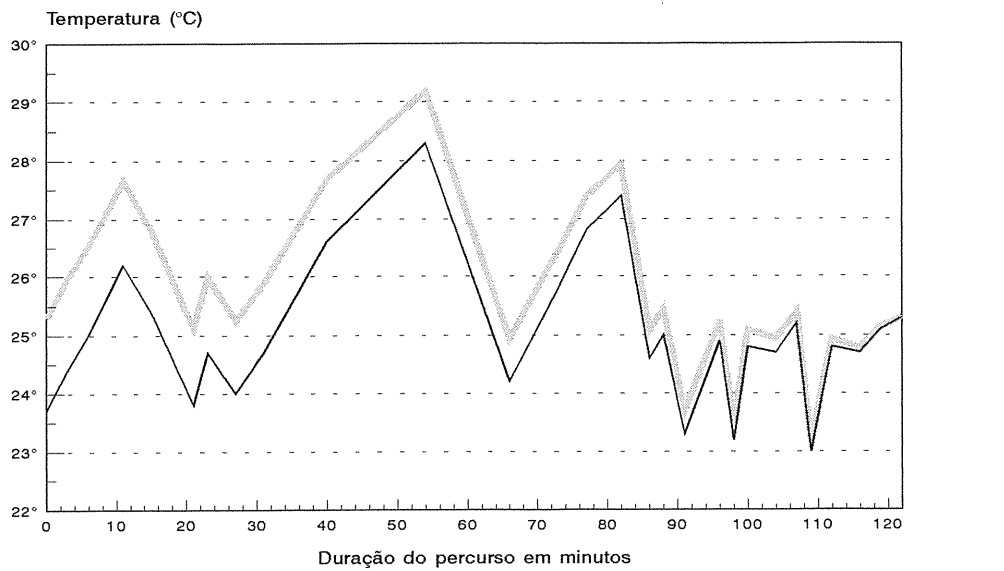


Fig.4 - Exemplos de correcção das temperaturas observada durante as campanhas de medição itinerantes.

O técnica utilizada consistiu na repartição da diferença de temperatura calculada, proporcionalmente por todos os pontos de medição entre o início e o fim do percurso. Durante a madrugada, interessa corrigir a temperatura de modo a obterem-se os valores mais baixos possíveis e a meio do dia, pelo contrário, os valores mais elevados, de modo a aproximarem-se das máximas. Na figura 4 apresentam-se dois exemplo de correcção de temperaturas.

Esta técnica pressupõe que o ritmo do aumento ou do decréscimo das temperaturas durante as duas horas é mais ou menos constante e igual em toda a área estudada, para assim se poder, equalitativamente, distribuir as sucessivas diferenças. No entanto, como se sabe, este facto nem sempre é verdadeiro, constituindo uma das fraquezas desta técnica.

## **Capítulo II – FREQUÊNCIA E REPRESENTATIVIDADE DOS DIAS DE MEDIÇÕES**

Uma vez que a recolha dos dados de temperaturas e ventos, efectuada nas campanhas de medição foi descontínua no tempo, tornou-se imprescindível determinar a representatividade de cada um dos padrões térmicos, identificados na área de Oeiras. Foram testadas duas metodologias para determinar a frequência "teórica" esperada de cada situação reconhecida no terreno. A primeira foi composta pelos seguintes passos:

- . Elaboração de uma tipologia de situações sinópticas<sup>(1)</sup> (para o período estudado), obtida através da combinação de vários índices numéricos.
- . Cálculo das frequências de cada um tipos obtidos.
- . Identificação das características dos dias de medição segundo a tipologia.
- . A representatividade de cada situação reconhecida no terreno foi inferida a partir da frequência de ocorrência do respectivo tipo sinóptico.

Esta metodologia parte do pressuposto, que cada tipo de circulação atmosférica<sup>(2)</sup> corresponde a determinado padrão térmico superficial, ou que, pelo menos, origina uma semelhante variação espacial da temperatura, o que nem sempre é evidente. Esta indeterminação é de certo modo diluída, já que não associa directamente, por exemplo, um determinado padrão térmico a um tipo específico de circulação atmosférica, mas sim à combinação de três índices caracterizadores de situações sinópticas.

A morosidade inerente a este tipo de metodologias torna-as por vezes de realização bastante difícil, já que se trata de um trabalho fastidioso de observação de grandes quantidades de boletins meteorológicos diários. No entanto, a catalogação dos dias que se

---

(1) A situação sinóptica é o "conjunto dos factores termodinâmicos que criam, num lugar, um determinado estado da atmosfera (MOUNIER, 1979, p. 48–49). Pode ser definida por um sistema de interações, por um lado entre a evolução de uma ou mais massas de ar, por outro, pelos movimentos de conjunto da troposfera estabelecidos em função das formas de circulação das grandes correntes de Oeste" (idem, p. 356).

(2) Os tipos de circulação atmosférica nas latitudes médias, correspondem a diferentes formas de escoamento da corrente de Oeste e podem ser identificadas pela configuração das isoipsas (altitude a que se encontra determinado nível isobárico, frequentemente 500 hpa), marcadas nas cartas sinópticas. Em altitude consideram-se normalmente três tipos de circulação: "zonal, correntes ondulatórias e bloqueio, constituindo estes dois últimos os tipos fundamentais da circulação meridiana" (RAMOS, 1987, p. 14).



efectuou é fundamental para este tipo de estudos, não só para a determinação das frequências de ocorrência de cada padrão térmico, como também para o estabelecimento de relações entre os vários elementos aerológicos e a repartição espacial das temperaturas (ALCOFORADO, 1992, p. 99).

Para determinar a representatividade dos dias em que se efectuaram medições, partiu-se dos trabalhos de LITYNSKI (1970) e HUFTY (1981 e 1982).

Foi testada uma segunda metodologia que combina um dos índices anteriores com a direcção do fluxo à superfície em Lisboa, às 12 horas.

### **1. Caracterização de situações sinópticas: metodologias "subjectivas" e "objectivas"**

Segundo YARNAL *et al* (1988), um trabalho de Climatologia sinóptica requer geralmente, numa primeira fase, a classificação dos padrões de circulação atmosférica para identificar um pequeno número de tipos de circulação mais frequentes (EL-KADI *et al*, 1992, p. 432). Os agrupamentos obtidos correspondem a "tipos de tempo sinópticos" (expressão de HUFTY, 1974) que, segundo o autor, representam o modo como os elementos meteorológicos se combinam entre si sobre uma região e no interior de um grande tipo de circulação atmosférica. A segunda fase de um trabalho de Climatologia Sinóptica, ainda segundo YARNAL *et al* (1988), diz respeito à avaliação das relações entre os padrões de circulação atmosférica e o clima de um determinado local ou área.

O problema da tipologia da circulação atmosférica poderá ser encarado segundo duas abordagens: uma mais clássica, designada por "subjectiva" e outra, dita "objectiva", que surgiu mais recentemente com o processamento automático de grande quantidade de informação.

As classificações "subjectivas" são essencialmente baseadas na observação directa de cartas sinópticas (como as que são publicadas nos boletins meteorológicos diários de

vários países), definindo-se o tipo de circulação através da configuração das isóbaras ao nível da superfície terrestre e/ou das isoípas (isolinhas da altitude de um determinado nível isobárico), geralmente 500 hPa. Este esquema de classificação é essencialmente subjectivo na sua natureza, porque os agrupamentos derivam apenas da observação visual dos padrões de circulação, constituindo a experiência do investigador um factor determinante na obtenção da tipologia.

Segundo HUFTY (1974, p. 2), este tipo de análise, em que se identifica a presença de anticiclones, depressões, direcção e velocidade do fluxo de ar e a presença ou ausência de descontinuidades frontais, deve ser completada com a observação de sondagens, que permitem precisar a estrutura vertical da atmosfera. Uma vez conhecida a circulação atmosférica regional, convém verificar o seu efeito no solo, através da evolução da temperatura, da quantidade de água precipitada, da direcção e velocidade do vento, da nebulosidade, etc.

Existe uma relação entre estes dois conjuntos (tipo de circulação sinóptica e condições diárias do tempo numa estação de rede) que, no entanto, não é perfeita (HUFTY, 1981, p. 93). Na verdade, uma determinada configuração das isóbaras pode dar origem a diversos tipos de tempo à superfície<sup>(3)</sup>, facto que se poderá ficar a dever à estação do ano, à persistência das condições climáticas dos dias precedentes e à própria localização da estação meteorológica. Inversamente, podem ocorrer dias com tipo de tempo idêntico, mas com origens meteorológicas distintas (*idem*, p. 93–94).

A imperfeição das relações estabelecidas poderá actuar como factor limitativo da utilização, não só das metodologias "subjectivas", como também das "objectivas". Outra das limitações apontadas às metodologias baseadas na observação directa de cartas sinópticas, como já foi referido, é a delonga no tratamento dos dados. Como a análise poderá variar conforme a experiência e objectivos de cada investigador o factor subjectividade é maior.

---

(3) Neste trabalho adoptou-se a terminologia de MOUNIER (1979) que definiu tipo de tempo, "o estado da atmosfera sentido pelo homem e definido pela combinação dos diferentes elementos atmosféricos observados" (p.48). Os tipos de tempo representam os efeitos regionais de cada tipo de situação sinóptica (*idem*, p. 356).

Neste campo, as investigações feitas no nosso país têm seguido, sobretudo, os trabalhos de alguns investigadores franceses, como MOUNIER (1979). Veja-se a propósito os trabalhos de D. B FERREIRA (1980), A. B FERREIRA e D. B FERREIRA (1983), RAMOS (1985 e 1987), VENTURA (1985 e 1987) e ALCOFORADO (1988).

Um dos exemplos mais vezes citado pelos autores é a classificação de LAMB, especialmente vocacionada para identificar padrões de circulação atmosférica sobre as Ilhas Britânicas. Este "catálogo" tem frequentemente sido usado para estudar e prever os efeitos de uma grande variedade de elementos climatológicos (EL-KADI, 1992).

Nos últimos anos, têm sido desenvolvidas variadíssimas técnicas que permitem uma outra abordagem ao problema da classificação dos tipos de circulação atmosférica e do estado do tempo. Trata-se das metodologias ditas "objectivas", que recorrem ao computador e a técnicas de estatística multivariada, permitindo o tratamento de grande quantidade e variedade de dados. As situações sinópticas podem ser simuladas, obtendo-se padrões "médios" que frequentemente são incluídos em modelos previsão.

STONE (1989) e YARNAL *et al* (1987 e 1988), sugerem o abandono do termo "objectivo" em favor de "classificação sinóptica automática", ou "assistida por computador". Estes investigadores afirmam que existe sempre uma certa dose de subjectividade e apontam alguns casos em que a simples alteração do número de dias ou de variáveis climáticas nos dados de partida, pode conduzir a resultados significativamente diferentes.

De entre a grande diversidade de técnicas estatísticas de análises de dados para as classificações "objectivas" de tipos de circulação atmosférica e do estado do tempo, deve-se sempre escolher a mais adequada a cada finalidade.

Uma das metodologias mais utilizadas foi formulada por LUND em 1963. Este autor aplicou a correlação linear simples para identificar as várias configurações da circulação atmosférica que se repetem regularmente. Estabeleceu um número mínimo de mapas de Inverno no Nordeste dos Estados Unidos da América, de modo que cada mapa

representasse um padrão diferente de pressão ao nível do mar, mais frequente que o esperado pelo acaso (EL-KADI, 1992, p. 443).

KIRCHHOFER desenvolveu em 1974 uma outra metodologia "objectiva" para classificar os tipos sinópticos ao nível dos 500 hPa na Europa Ocidental. Nesta técnica é utilizado um algoritmo baseado nas diferenças de pressão a 500 hPa entre um determinado dia e todos os outros que compõem a matriz inicial dos dados:

$$S = \sum_{i=1}^N (Z_{ai} - Z_{bi})^2$$

$Z_{ai}$  e  $Z_{bi}$  são os valores normalizados das altitudes do nível 500 hPa nos dias a e b, no local i, e N é o número total de pontos numa grelha previamente elaborada (KIRCHHOFER utilizou uma grelha com a dimensão de 5x5 pontos). Os diversos grupos incluem dias com valores de índices semelhantes. YARNAL 1987 (p. 119) aponta uma crítica a esta metodologia, referindo que uma simples alteração no espaçamento dos pontos da grelha conduz a classificações distintas.

As técnicas utilizadas por LUND e KIRCHHOFER são relativamente semelhantes, baseadas em correlações (EL-KADI, *et al* 1992, p. 450). O desenvolvimento pormenorizado destas metodologias encontra-se nos trabalhos de LUND (1963), KIRCHHOFER (1974), KEY *et al* (1986), YARNAL *et al* (1987) e EL-KADI *et al* (1992).

Mais recentemente têm-se utilizado análises factoriais (por exemplo em componentes principais, de correspondências, discriminantes, de *clusters*), para extrair determinados padrões de circulação atmosférica (KEY *et al* 1986, p. 375).

Os conjuntos de circulação atmosférica ou de tipos de tempo obtidos através de metodologias "objectivas" dependem, apesar de tudo, da imaginação e do bom senso de cada investigador. Contam-se entre as vantagens a possibilidade de tratamento quantitativo de um grande volume de informação, impossível sem o advento do computador. Sem dúvida

um dos mais importantes argumentos em seu favor é o facto de o investigador dedicar menos tempo à classificação e mais tempo à avaliação das relações entre os tipos sinópticos e os elementos do clima (EL-KADI *et al*, 1992, p. 448). Outra vantagem consiste no facto de facilmente se poder combinar dados da pressão atmosférica com outros parâmetros meteorológicos registados à superfície. Não menos importante é a possibilidade de verificação e repetição das experiências até se obter a melhor classificação possível em tempo útil.

As limitações à utilização das metodologias "objectivas" podem-se dividir em dois grandes grupos: as de natureza física e as de natureza técnica e estatística. As de natureza física (aspecto também partilhado pela forma de abordagem "subjectiva"), decorrem da grande diversidade de situações sinópticas e, sobretudo, da infinidade de sequências com que poderão surgir, da estação do ano e da natureza da superfície terrestre. Por outro lado, as diversas situações sinópticas nem sempre se manifestam da mesma forma, o que aumenta a complexidade do problema da classificação.

As limitações de carácter técnico relacionam-se com a infinidade de soluções existentes. Segundo YARNAL *et al* (1988), as metodologias ditas "objectivas" são tão ou mais subjectivas que as mais "clássicas". Em pontos cruciais das várias análises, há sempre uma forte componente subjectiva que cada investigador deve tomar em consideração, de acordo com a sua experiência e em função dos seus desígnios. KEY *et al* (1986, p. 387), reforça esta ideia, ao afirmar que, quando se tenta classificar os tipos de circulação sinóptica, é improvável que exista apenas uma forma de resolver o problema, podendo-se gerar várias soluções igualmente válidas, sugerindo que alguma subjectividade estará sempre presente neste tipo de análise.

A diversidade dos resultados obtidos nos últimos anos e a própria dificuldade da tomada de certas decisões na altura própria, tornam estas metodologias por vezes pouco consistentes na sua generalidade, não se tendo encontrado um modelo óptimo que permita executar classificações verdadeiramente objectivas.

Esta questão levou YARNAL *et al* (1987) a resumir algumas das preocupações a ter em conta no início do trabalho:

- . A dimensão da amostra de dias que servem de base para a classificação.
- . A estabilidade dos resultados, ou seja, estes não serem significativamente alterados com o aumento ou diminuição do número de dias da amostra.
- . O número de pontos a retirar da quadrícula construída para obter os valores de pressão sobre uma determinada área.

Diversas experiências revelaram que uma amostra de cerca de 1000 dias origina resultados mais ou menos estáveis nos estudos de Climatologia sinóptica. Um número de dias consideravelmente inferior, produzirá poucos tipos sinópticos e baixa percentagem de dias classificados, sendo provável que se percam importantes padrões sinópticos (YARNAL *et al* 1987). Devem-se diversificar as tentativas utilizando quadrículas de dimensões diferentes, com o fim de obter o melhor resultado possível.

Apesar de todos os inconvenientes apontados, HUFTY (1987, p. 396) refere que os tipos de circulação atmosférica definidos de forma estatística possuem grandes semelhanças com os mapas sinópticos diários. No entanto, não se deverá fazer uso indiscriminado das classificações sinópticas assistidas por computador, em que apenas uma tipologia foi tentada, e os resultados não devem ser aceites como um facto apenas porque foram elaborados automaticamente e objectivamente por computador (YARNAL *et al*, 1988, p. 238).

## **2. Índices caracterizadores da situação sinóptica**

### **2.1. Combinação dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS) à superfície**

Uma das metodologias utilizada neste trabalho serviu, em primeiro lugar, para caracterizar numericamente as situações sinópticas ocorridas entre Setembro de 1992 e Março de 1993. A partir das frequências de cada um dos agrupamentos obtidos, inferiu-se a

probabilidade teórica de ocorrência dos dias em que decorreram as campanhas de medição.

Mas será legítima tal inferência?

LITYNSKI propôs uma classificação numérica em 1970, cujo resultado foi a obtenção de 27 tipos de situações sinópticas sobre a Europa Central e de 9 tipos de tempo referentes à Polónia. Cada tipo de tempo resultava do cruzamento de 3 classes de temperatura e 3 de precipitação (valores referentes a Varsóvia entre 1900 e 1966). As situações sinópticas foram obtidas pela combinação de dois índices (Iz e Im, respectivamente zonal e meridiano de circulação<sup>(4)</sup>), cada um deles subdividido em três grupos: o Iz com circulação de Este, Oeste e valores próximo de zero, o Im com circulação de Norte, Sul e igualmente valores próximos de zero. Deste conjunto resultavam nove combinações possíveis. Cada uma delas seria novamente subdividida em três classes, segundo o valor da pressão atmosférica: ciclónica (c), anticiclónica (a) e "pressão normal" (o). O autor utilizou os valores da pressão atmosférica sobre a Europa Central.

Entre outros aspectos, LITYNSKI pretendia verificar a relação de dependência entre os dois conjuntos, tipos de tempo e situações sinópticas. Os resultados a que chegou são interessantes: em 25% dos casos um tipo de circulação determina sempre o mesmo tipo de tempo, em 71% dos casos um tipo de circulação determina na maior parte das vezes o mesmo ou, tipos semelhantes e apenas 4% dos casos traduzem um tipo de circulação que origina vários tipos de tempo (LITYNSKI, 1970, p. 332 a 335). Segundo o autor, esta metodologia foi aplicado com fins de previsão no "Instituto Hidro-meteorológico de Varsóvia" (*Idem*, p. 337).

Apesar de incipiente (já que, por exemplo, os tipos de tempo são apenas caracterizados pelas temperaturas e precipitações), esta metodologia merece alguma reflexão. Definindo com maior rigor o tipo de tempo, introduzindo outros parâmetros climáticos, como por exemplo, a humidade, a insolação, etc., poder-se-ia chegar a resultados mais interessantes. É claro que diminuiriam fortemente as percentagens obtidas

---

(4) Todas as questões que têm a ver com o desenvolvimento destes índices irão ser retomadas mais pormenorizadamente, na apresentação da metodologia proposta por HUFTY e sua aplicação neste trabalho.

em cada classe, mas poder-se-ia determinar, com maior rigor, a relação entre os grandes tipos de situação sinóptica e o tempo que se faz sentir à superfície.

Com base nos trabalhos de LITYNSKI, HUFTY (1982) apresentou uma metodologia "objectiva" mais elaborada, para simular situações sinópticas no Québec. A fase inicial consiste na determinação de parâmetros diários semelhantes aos propostos por LITYNSKI (à superfície e à altitude de 500 hPa), capazes de caracterizar numericamente a situação sinóptica.

São eles:

Índices Zonais (de Superfície, ZS e de Altitude, ZA);

Índices Meridianos (MS e MA);

Índices Rotacionais (RS e RA);

A descrição da metodologia será feita à medida que se expõe a sua aplicação ao caso em estudo, em que, por motivos adiante expostos, apenas se calcularam os índices à superfície (ZS, MS e RS).

O cálculo do ZS baseia-se nas diferenças de pressão média entre dois arcos de paralelo a diferentes latitudes e na distância que os separa. O MS obtem-se da mesma forma, só que as diferenças de pressão e as distâncias não são obtidos entre paralelos mas sim entre meridianos. O RS consiste na diferença de pressão atmosférica entre o ponto central de uma quadrícula (figs. 5 e 6) e a pressão média (tal como anteriormente se fizera apenas para um paralelo ou meridiano) nos bordos dessa quadrícula.

Dada a inexistência de dados numéricos diários, os valores da pressão foram calculados sobre os mapas sinópticos de isóbaras, referentes ao Atlântico Norte e continente Europeu, publicados diariamente no *Boletim Meteorologico Diario* de Espanha (a razão da sua escolha será referida mais adiante).

O processo de obtenção dos dados consiste, em primeiro lugar, na delimitação da área, tendo-se construído uma quadrícula centrada em Lisboa (fig. 5). Os limites laterais



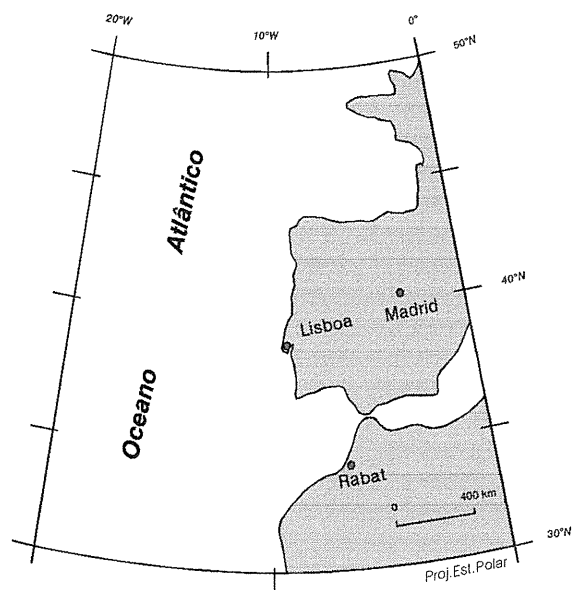


Fig.5 - Delimitação da área para cálculo dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS).

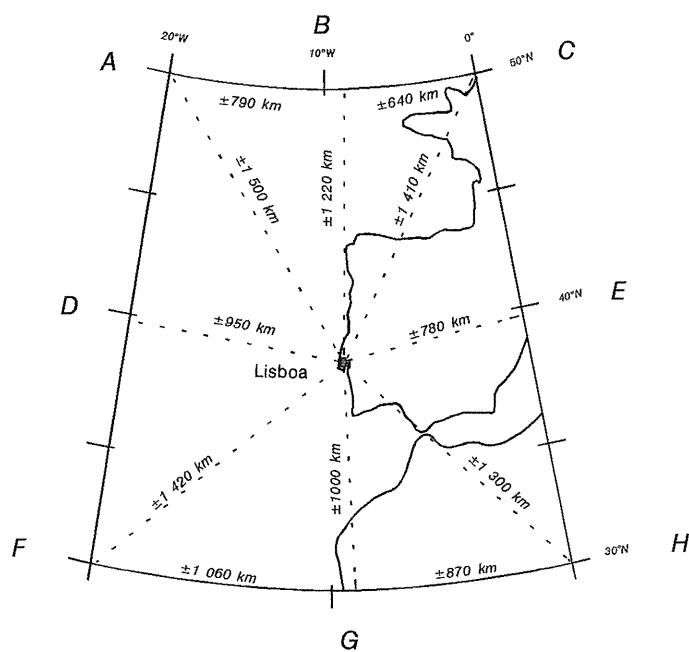


Fig.6 - Distâncias aproximadas entre Lisboa (ponto central) e os pontos periféricos, para cálculo do índice rotacional (RS).

dessa quadrícula foram, respectivamente, os arcos dos meridianos  $0^\circ$  e  $20^\circ\text{W}$ , enquanto os arcos de paralelos  $30^\circ$  e  $50^\circ\text{N}$  constituem os limites superior e inferior.

Os limites foram escolhidos tendo em conta dois aspectos: em primeiro lugar Lisboa deve ficar no centro da área, de modo a não enviesar os valores de RS; em segundo, se fossem escolhidos limites mais longínquos ir-se-iam obter certamente valores com um significado pouco real, já que os índices calculados iriam reflectir fenómenos ainda mais distantes do espaço geográfico que se está a estudar. Tendo em conta esta premissa, realizaram-se algumas experiências prévias que condicionaram a escolha da solução apresentada.

O segundo passo desta metodologia consiste na recolha propriamente dita dos valores de pressão. Em cada um dos segmentos (de meridiano ou paralelo) são anotados os valores da pressão atmosférica, por um processo de "estimação visual". Imaginemos que se pretende obter a pressão média do arco de paralelo  $50^\circ\text{N}$  (entre os meridianos  $0^\circ$  e  $20^\circ\text{W}$ ), num determinado dia e hora. Para tal, basta anotar quais as isóbaras que intersectam esse arco (ou eventualmente que lhe estejam bastante próximas) e calcular a média. O processo é repetido em todos os restantes arcos (ou seja, os limites da área escolhida), diariamente para todo o período estudado.

Em Portugal, o Instituto de Meteorologia (I.M.) é a entidade oficial encarregue da elaboração dos mapas da situação sinóptica à superfície e em altitude, a vários níveis isobáricos. No entanto, o grafismo dos boletins mais recentes não permite o tipo de análise que aqui se propõe, razão pela qual se optou pelo Boletim Meteorológico Espanhol. Além disto, este boletim contém mapas que abrangem maior área terrestre, o que facilita a interpretação da situação sinóptica, sendo o traçado das isóbaras muito mais legível. Recolheram-se os valores nos mapas sinópticos às 6h TMG (hora mais aproximada das medições de madrugada) à superfície, entre 1 de Setembro de 1992 e 31 de Março de 1993.

Levantaram-se alguns problemas com as experiências efectuadas, que convém aqui registar: por vezes surgem casos em que nenhuma isóbara intersecta o arco pretendido, sendo a melhor solução tentar avaliar visualmente o valor da pressão média. O erro não

deverá ser muito elevado, já as isóbaras têm um intervalo relativamente pequeno nos boletins espanhóis (4 hPa). Uma parte de subjectividade parece assim ser inerente a este tipo de recolha de dados. Outra das limitações desta técnica é a delonga na recolha da informação, tal como de resto acontece nas metodologias mais clássicas para obtenção de padrões de circulação atmosférica. Tal facto concorre para que, neste trabalho, o período em estudo não fosse tão longo como o desejado.

**a) Cálculo dos índices**

Depois de determinadas as médias das pressões em cada arco de meridiano e de paralelo pelo processo anteriormente descrito, calculam-se os índices utilizados para caracterizar numericamente as diversas situações sinópticas.

O índice zonal (ZS) representa a componente zonal do vento geostrófico, entre os paralelos 30° e 50°N. Tal como se encontra construído (ver mais adiante), um valor positivo significa um fluxo de Oeste e negativo um fluxo de Este. O índice meridiano (MS) representa a componente meridiana do vento e é calculado entre as pressões médias de dois meridianos extremos (neste caso 0 e 20°W). Um valor positivo representa um fluxo proveniente de Sul e um valor negativo um fluxo de Norte. Convém referir que, quando se indica um "fluxo proveniente de", não se refere o rumo do vento registado numa determinada estação meteorológica, mas o sentido do fluxo que compõe o vento geostrófico, paralelo às isóbaras, de tal modo que um observador situado no hemisfério norte, voltado no sentido do fluxo, tenha sempre altas pressões à sua direita e baixas pressões à sua esquerda.

Em resumo, estes índices traduzem a posição relativa dos grandes aparelhos isobáricos dentro da quadrícula sinóptica.

Apresentam-se seguidamente as fórmulas para o cálculo de ZS e MS:

$$ZS \text{ e } MS \text{ (m.s}^{-1}\text{)} = g/f \cdot \Delta z/\Delta n$$

(HUFTY, 1982, p. 308)

$g$  = aceleração da gravidade; foi utilizado o valor 9,81 (m.s<sup>-2</sup>).

$f$  = parâmetro de Coriolis (rd.s<sup>-1</sup>);

$$f = 2 \cdot \Omega \cdot \text{sen } \varphi$$

(HUFTY, 1981)

$\Omega$  = velocidade angular da terra = 7,29 . 10<sup>-5</sup>

$\varphi$  = Latitude (°)

Devido à variação latitudinal do parâmetro de Coriolis, foi necessário determinar um valor médio correspondente à média dos  $f$  parciais, obtidos de 5° em 5°, entre as latitudes 30° e 50°N (30, 35, 40, 45, 50°N).

$\Delta z$  = Diferença de pressão entre dois bordos da quadrícula, descrita anteriormente (hPa).

No caso do índice zonal calcula-se a diferença de pressão média entre os paralelos 30° e 50°N e para o índice meridiano esta diferença é obtida entre as pressões médias dos meridianos 0° e 20°W.

$\Delta n$  = Distância (m) entre dois bordos da quadrícula.

Para se obter a distância entre dois pontos que se encontram no mesmo meridiano mas a latitudes diferentes, utilizou-se a expressão:

$$\Delta n_z \text{ (km)} = R \cdot z$$

(MALING, 1992, p. 5)

R = raio terrestre ( $\pm 6371,2 \text{ km}^{(5)}$ )

z = é o ângulo do arco que une os dois pontos (em radianos).

Ex: para  $z = 1^\circ$  de latitude

$$0,0174 53 \times 6371,2 \text{ km} = 111,2 \text{ km}$$

O valor  $\Delta n$  zonal entre  $30^\circ$  e  $50^\circ$  N é, aproximadamente,  $2\,220 \text{ km}$  ( $111,2 \text{ km} \times 20^\circ$ ).

As distâncias entre dois pontos à mesma latitude mas posicionados em meridianos distintos (caso do índice MS), foram calculadas através do algoritmo:

$$\Delta n_m \text{ (km)} = 111 \cdot \cos \varphi \cdot \Delta \lambda$$

(HUFTY, 1981, p. 108)

$\varphi$  = Latitude ( $^\circ$ )

$\Delta \lambda$  = Graus de longitude entre os limites Este e Oeste da quadrícula.

O valor  $\Delta n$  entre os meridianos  $0^\circ$  e  $20^\circ$  W utilizado, corresponde à média das distâncias entre os bordos da quadrícula às latitudes de  $30^\circ\text{N}$ ,  $39^\circ\text{N}$  e  $50^\circ\text{N}$ . Utilizou-se o valor de  $1\,690 \text{ km}$ .

---

(5) "For most practical applications in small-scale cartography it is sufficient to take the radius of the sphere as being  $6371.2 \text{ km}$ ." (MALING, 1992, p. 61).

O índice rotacional indica a existência de uma baixa ou alta pressão relativa em Lisboa. É obtido pela diferença de pressão no ponto central da carta sinóptica e a média das pressões periféricas, materializadas pelos bordos da quadrícula. Um valor positivo indica uma baixa pressão relativa em Lisboa e *vice versa*.

Note-se que um RS positivo não corresponde forçosamente a uma situação depressionária. Por exemplo, nalguns casos a média das pressões nos bordos da quadrícula é mais elevada que em Lisboa devido ao aparecimento de um forte anticiclone sobre o Norte do Atlântico ou mesmo sobre o continente (muitas vezes com valores de pressão que chegam a atingir 1036 hPa junto ao seu núcleo). Isto faz com que a média das pressões periféricas aumente, podendo ser superior à de Lisboa mesmo que a tendência aqui seja anticiclónica, o que é frequente, por exemplo, em situações de margem anticiclónica.

$$RS \text{ (rd}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}) = 4g/f \cdot N^2 \cdot (Z - Z_0)$$

(HUFTY, 1982, p. 308)

f (parâmetro de Coriolis) e g (aceleração da gravidade)

(ver índices anteriores).

Z = média das pressões periféricas, nos bordos da quadrícula (hPa) às 6 h (pontos A a H, fig. 6).

Z<sub>0</sub> = Pressão em Lisboa, ponto central (hPa), às 6 h.

N = Distância média (m) entre Lisboa (ponto central da quadrícula) e a periferia (bordos da quadrícula, pontos A a H, fig. 6).

Para a obtenção de N recorreu-se, mais uma vez, à geometria do triângulo esférico, tendo-se utilizado a fórmula  $\Delta n = R \cdot z$ . Neste caso o valor angular z (em radianos) não é conhecido, uma vez que os dois pontos não se encontram sobre o mesmo paralelo ou meridiano. Para resolver esta questão utilizou-se a expressão:

$$\cos z = \operatorname{sen}\varphi_a \cdot \operatorname{sen}\varphi_b + \cos\varphi_a \cdot \cos\varphi_b \cdot \cos\Delta\lambda$$

(MALING, 1992 p. 61)

$\varphi_a$  = Latitude de Lisboa

$\varphi_b$  = Latitude dos pontos A, C, F e H (fig. 6).

$\Delta\lambda$  = Diferença de longitude entre dois pontos.

Foi calculada uma distância média de 1197 km, a partir dos valores das distâncias entre Lisboa e os pontos A a H (fig. 6). As restantes distâncias poderão ser consultadas na mesma figura.

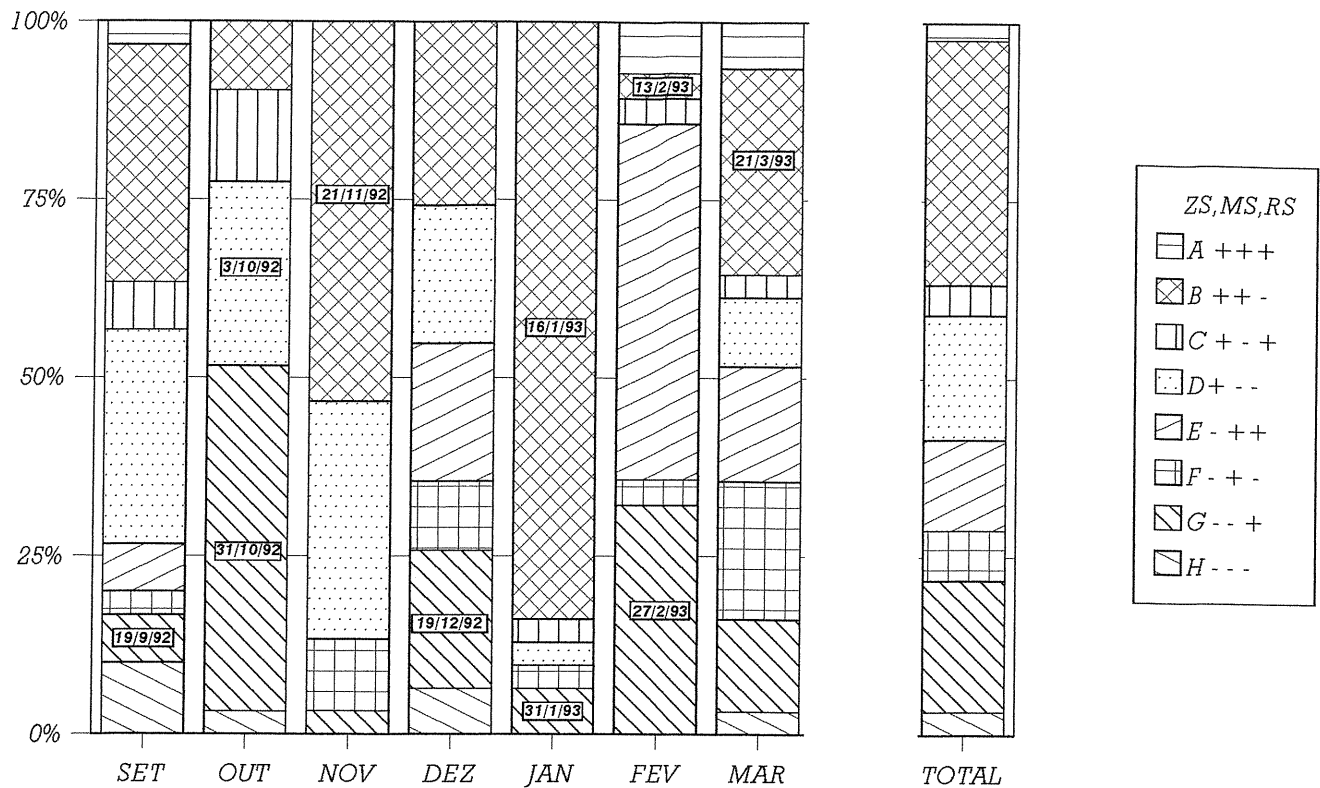
Foram recolhidos os valores da pressão atmosférica em Lisboa (às 6 h) nos Boletins Meteorológicos Diários, publicados pelo I.M.

Para um estudo de clima local, a caracterização numérica das situações sinópticas à superfície parece mais relevante do que nos níveis mais altos da atmosfera. Por isso, neste estudo não foram calculados os índices referentes às situações em altitude (ZA, MA, RA), porque, à partida, as vantagens eram diminutas. Reserva-se, no entanto, para um futuro próximo um estudo mais aprofundado sobre o assunto.

#### **b) *Significado dos índices***

Depois da apresentação do quadro experimental deste capítulo e antes de passar à apresentação dos resultados obtidos, refere-se o modo de obtenção dos tipos sinópticos a partir dos índices.

Dado o significado do sinal do valor numérico dos índices (quadro III), cada um deles foi dividido em dois subgrupos, um com valores positivos e outro incluindo os casos de valores negativos do índice, resultando oito categorias representadas no quadro IV e na legenda da figura 7.



ZS + representa um fluxo zonal de Oeste e MS + um fluxo meridiano de Sul  
 RS + representa uma baixa pressão relativa em Lisboa  
 As datas correspondem aos dias em que se efectuaram medições de temperaturas e ventos.

Fig.7 - Frequência mensal dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS) durante o período estudado.

Quadro III - Significado dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS)

ZS (+)	Fluxo zonal de Oeste
ZS (-)	Fluxo zonal de Este
MS (+)	Fluxo meridiano de Sul
MS (-)	Fluxo meridiano de Norte
RS (+)	Baixa pressão relativa em Lisboa
RS (-)	Alta pressão relativa em Lisboa

Quadro IV - Categorias resultantes da combinação dos índices

Tipo	ZS	MS	RS
A	(+)	(+)	(+)
B	(+)	(+)	(-)
C	(+)	(-)	(+)
D	(+)	(-)	(-)
E	(-)	(+)	(+)
F	(-)	(+)	(-)
G	(-)	(-)	(+)
H	(-)	(-)	(-)



Tipo A (**ZS+**, **MS+**, **RS+**).

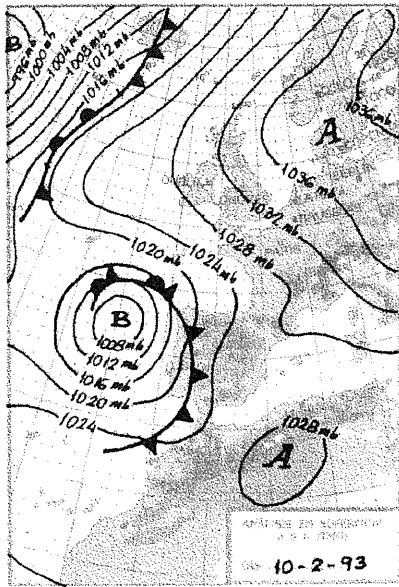
As componentes (teóricas) do vento geostrófico são predominantes de Oeste e Sul. Isto significa que na parte inferior da quadrícula as pressões são mais elevadas, devendo-se encontrar repuxadas para o continente. Em Lisboa a pressão é mais baixa do que nos bordos limítrofes do mapa sinóptico.

Foi uma situação muito pouco frequente (2,4 % dos casos) durante o período estudado (quadro V). Analisando os poucos casos encontrados, verificamos que correspondem à ocorrência de anticiclones sobre o continente europeu e situações depressionárias sobre o Atlântico, à latitude das Ilhas Britânicas ou de trajectória próxima da Península Ibérica. Como já foi referido, Lisboa regista sempre uma pressão atmosférica inferior às áreas envolventes, observando-se por vezes uma superfície frontal associada a uma depressão a Oeste do território português (fig. 8 a).

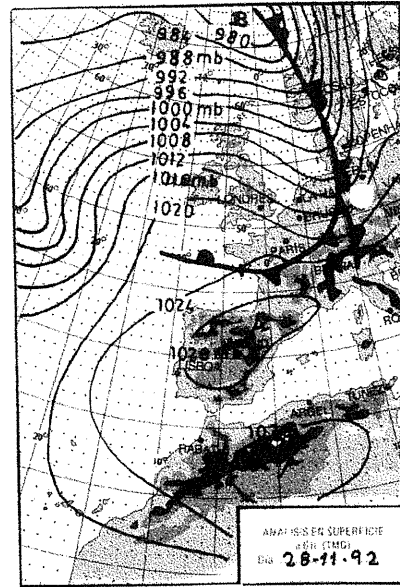
Tipo B (**ZS+**, **MS+**, **RS-**).

Este grupo é caracterizado por valores positivos de ZS e MS (teoricamente, a componente zonal provém de Oeste e a meridiana de Sul), o que poderá significar que em termos médios, as pressões são, tal como em A, mais elevadas a Sul e sobre o continente. Contrariamente ao caso anterior, o rotacional (RS) negativo indica que a pressão é mais alta em Lisboa do que nos bordos da quadrícula. Este conjunto é o mais bem representado no período estudado (34,4 %, quadro V).

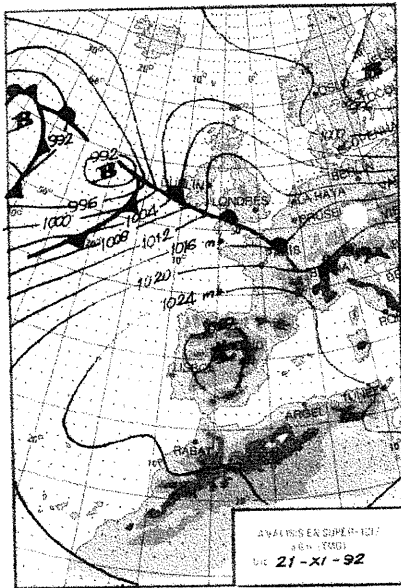
Através da observação dos mapas sinópticos dos dias que compõem este grupo, verifica-se que todas as situações sobre a Península Ibérica são anticiclónicas, embora tenham origens diversas. *Grosso modo*, as mais frequentes decorrem do aparecimento de um anticiclone marcado sobre a Península, ora geminado (fig. 8 b), ora coalescendo em direcção ao Norte de África (fig. 8 c), ou ainda centrado no Mediterrâneo (fig. 8 d). O fluxo



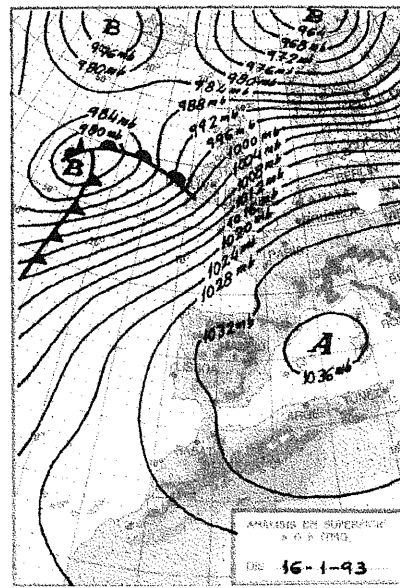
a



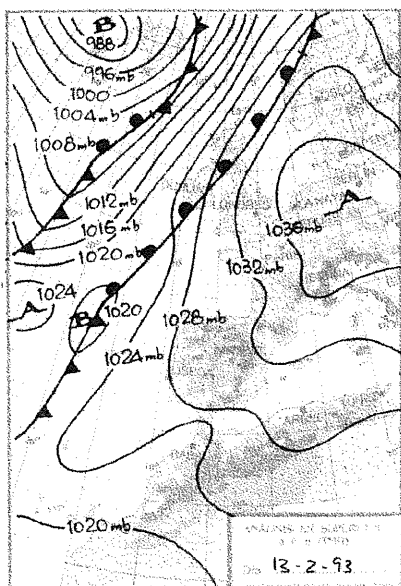
b



c



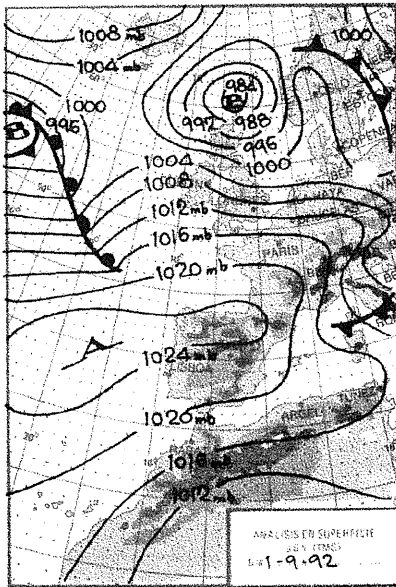
d



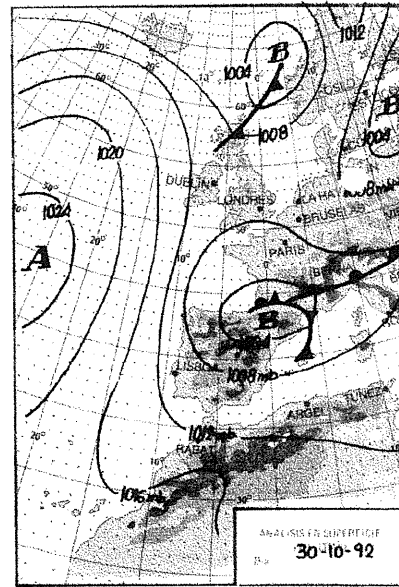
e

Fig.8 - Exemplos característicos dos tipos sinóticos obtidos pela combinação dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS) à superfície.

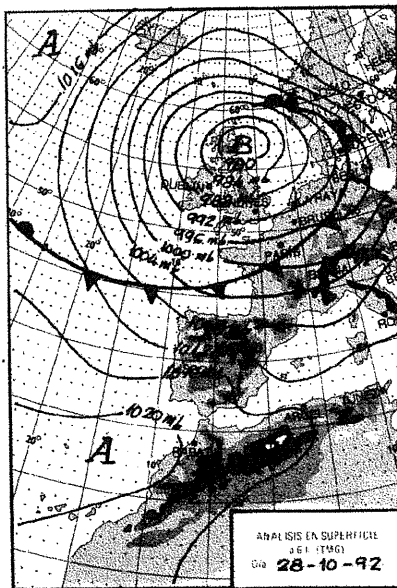
	tipo	ZS	MS	RS
a	A	+	+	+
b,c,d,e,f	B	+	+	-
g	C	+	-	+
h,i	D	+	-	-
j,k	E	-	+	+
l	F	-	+	-
m,n	G	-	-	+
o	H	-	-	-



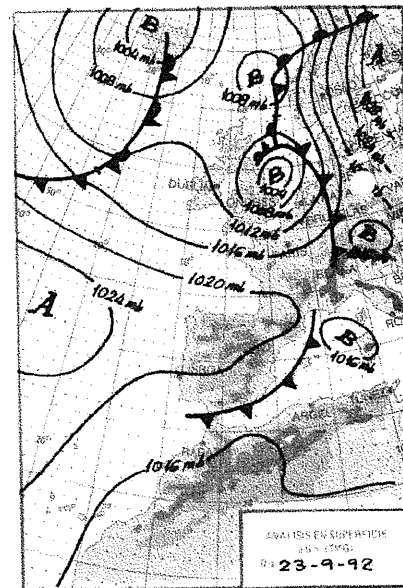
f



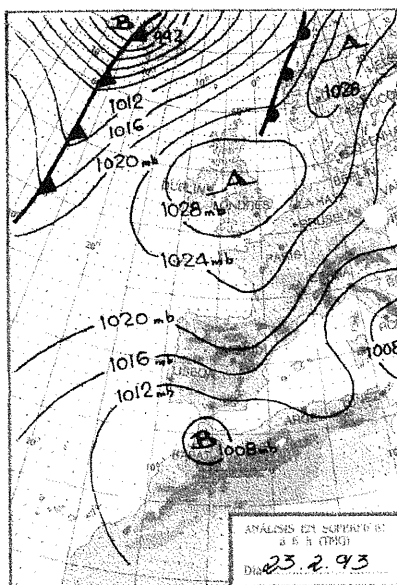
g



h

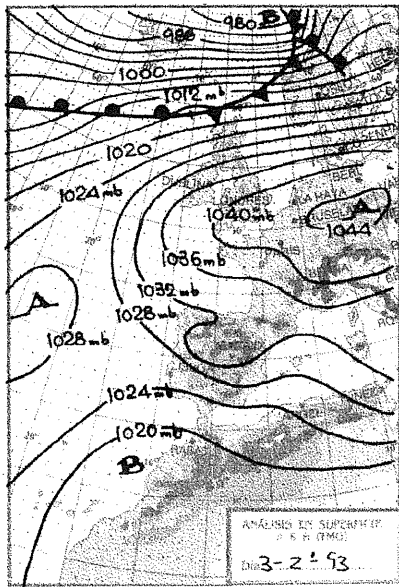


i

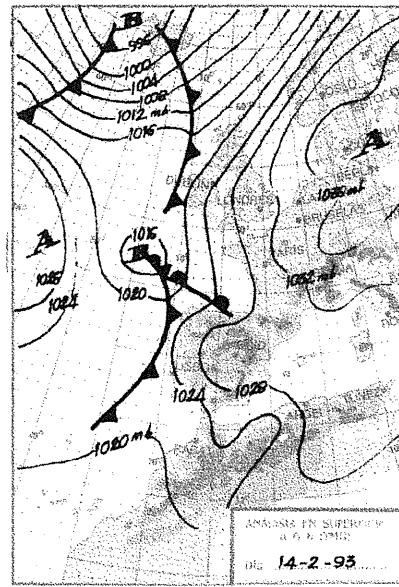


j

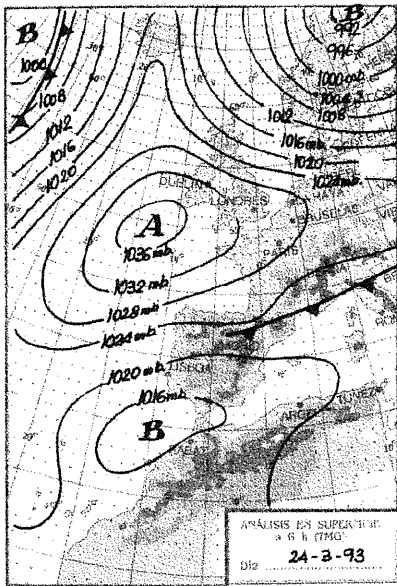
Fig.8 - Continuação  
(ver legenda na página anterior)



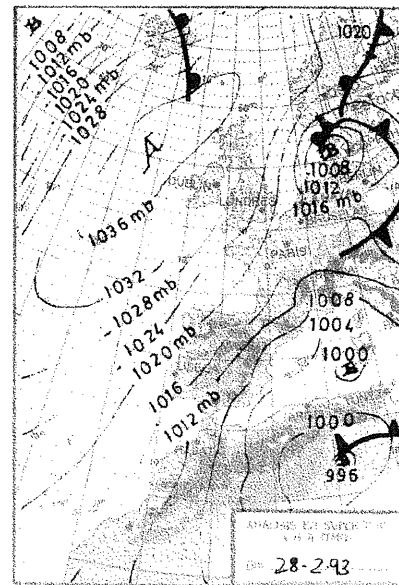
k



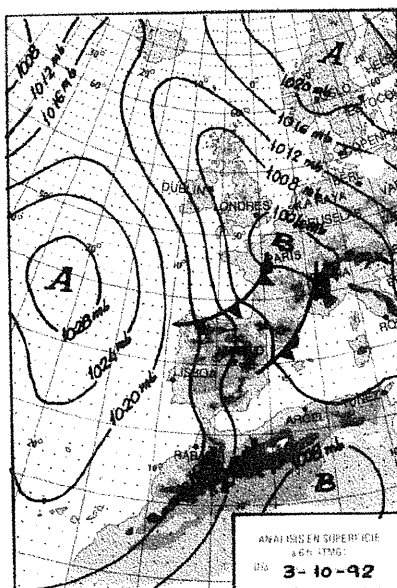
l



m



n



o

Fig. 8 - Continuação

sobre Lisboa é geralmente de Sul e Sudeste. Mais raramente surgem duas situações distintas: uma onde se observa, tal como no grupo A, um vasto anticiclone sobre a Europa Central (fig 8 e), diferindo daquele pelos valores da pressão em Lisboa, que são mais elevados do que os bordos da quadrícula. Outras vezes a influência do tempo sobre a península é nitidamente exercida por um anticiclone situado sobre o Atlântico, podendo penetrar no Sudoeste da Europa (fig. 8 f). Como se pode observar nesta figura o fluxo sobre Lisboa pode ter uma proveniência de Leste, ao contrário do que o índice sugere. Isto deve-se ao facto de, apesar da circulação geral ser de Oeste, ela pode ser alterada localmente pela configuração dos aparelhos isobáricos, que determinam a ocorrência, num determinado ponto, de um fluxo diferente da trajectória geral.

Em Janeiro de 1993 este tipo atingiu o seu auge, com mais de 80 % dos dias (quadro V). Note-se que a campanha de 16 de Janeiro de 1993 decorreu sob a influência deste agrupamento sinóptico. Como se poderá constatar na figura 7, outras duas campanhas de medição decorreram sob este tipo, em 21 de Novembro de 1992 e 21 de Março de 1993.

Tipo C. (ZS+, MS-, RS+).

Este agrupamento, fracamente representado no período estudado (4,2 % dos dias), corresponde a uma situação em que as pressões são geralmente mais elevadas no bordo inferior da quadrícula do que no extremo oposto (ZS+). Sobre o Mediterrâneo as pressões são geralmente mais baixas (MS-), podendo surgir um vasto centro depressionário, como aquele que é observado na figura 8 g. De resto, este facto concorre para o aparecimento do rotacional positivo. Sobre o Atlântico é frequente existir um anticiclone alongado em latitude, podendo mesmo chegar a atingir a Islândia. Como é visível na figura 8 g, esta situação pode ocasionar a chegada de ar frio e instável sobre a Lisboa, proveniente das regiões polares.

Tipo D (**ZS+**, **MS-**, **RS-**).

Sendo um caso semelhante ao anterior (excepto em relação ao rotacional, que indica uma pressão mais elevada em Lisboa do que nos bordos da quadrícula), este grupo é o terceiro mais bem representado, com 17 % dos dias (quadro V). É predominantemente anticiclónico, tendo ocorrido, sobretudo, entre Setembro e Dezembro de 1992 (fig. 7). Dependendo da localização do anticiclone sobre o Atlântico, o fluxo em Lisboa poderá ter várias direcções, entre os quadrantes Oeste (fig. 8 h) e Este (fig. 8 i).

Tipo E (**ZS-**, **MS+**, **RS+**).

A identificação deste tipo sinóptico foi a que menos dúvidas levantou. Os 27 casos observados neste agrupamento (cerca de 12,7 % dos dias do período estudado, quadro V) são praticamente idênticos, denotando um padrão bastante nítido: um anticiclone domina a situação sinóptica, ora centrado sobre as Ilhas Britânicas (fig. 8 j), ora sobre o continente Europeu (fig. 8 k). A Sul um centro depressionário desenvolve-se sobre o Oceano Atlântico (geralmente centrado a Sudoeste da Península), penetrando casualmente sobre o continente africano, sob a forma de uma vasta depressão (fig. 8 j). Ainda sob a sua influência, Lisboa regista sempre uma pressão atmosférica inferior à dos bordos da quadrícula (rotacional positivo). O fluxo à superfície em Lisboa é em geral proveniente do quadrante Leste, podendo variar entre Nordeste e Sudeste. Será curioso referir que, em Fevereiro de 1993, esta situação ocorreu em 50 % dos casos estudados (quadro V), enquanto nos outros meses (exceptuando-se Dezembro de 1992, 19,4% e Março de 1993, 16,1% dos dias) foi praticamente inexistente.

Tipo F (**ZS-**, **MS+**, **RS-**).

Este tipo, fracamente representado (7,1 %), parece constituir uma variante do anterior. Difere daquele por possuir um rotacional (RS) negativo à superfície, o que traduz uma situação de pressão mais elevada em Lisboa do que nas regiões periféricas. Observando os casos concretos conclui-se que os anticiclones que, no caso anterior, se encontrava na parte superior da quadrícula, estão aqui mais a Sul, exercendo a sua influência também sobre a Península Ibérica (fig. 8 l). O fluxo, à superfície em Lisboa, provém geralmente de Sul e Sudeste.

Tipo G (**ZS-**, **MS-**, **RS+**).

Este é o segundo grupo mais bem representado no período que decorreu entre Setembro de 1992 e Março de 1993, com uma frequência de ocorrência de 18,4 % (quadro V). Na maior parte dos dias que o compõem, nota-se a existência de um anticiclone sobre o oceano Atlântico (penetrando, por vezes, sobre o continente, fig. 8 m), ou repuxado para Norte, formando uma apófise polar (fig. 8 n). No bordo Sul da quadrícula a pressão atmosférica é sempre inferior, verificando-se que, na maior parte dos casos, existe uma depressão sobre a Península Ibérica, ocasionando o aparecimento do rotacional (RS) positivo. Este panorama sinóptico origina um fluxo sobre Lisboa que varia entre os quadrantes Norte e Leste (menos frequentemente de Sudeste), em função da forma e extensão dos anticiclones. Metade das campanhas de medição (5) decorreram sob a influência deste tipo sinóptico (quadro VIII).

Tipo H (ZS-, MS-, RS-).

Este último agrupamento representa uma situação semelhante à anterior, mas em que o valor da pressão atmosférica em Lisboa é mais elevado do que a média da pressão nos bordos da quadrícula, denotando uma maior influência anticiclónica sobre a Península Ibérica. O fluxo, tal como no grupo G, provém geralmente de Norte, Nordeste e Leste. Esta situação foi pouco frequente (3,8 %, quadro V), tendo-se registado um caso com estas características em 3 de Outubro de 1992. Por coincidência foi um dos dias em que decorreu uma campanha de medição (fig. 8 o).

Quadro V – Frequências mensais (%) dos tipos sinópticos obtidos a partir das combinações dos índices

	Tipos sinópticos							
	A	B	C	D	E	F	G	H
	ZS MS RS + + +	ZS MS RS + + -	ZS MS RS + - +	ZS MS RS + - -	ZS MS RS - + +	ZS MS RS - + -	ZS MS RS - - +	ZS MS RS - - -
Setembro 1992	3,3	33,3	6,7	30,0	6,7	3,3	6,7	10,0
Outubro	0,0	9,7	12,9	22,6	0,0	0,0	48,4	6,5
Novembro	0,0	53,3	0,0	33,3	0,0	10,0	3,3	0,0
Dezembro	0,0	25,8	0,0	19,4	19,4	9,7	19,4	6,5
Janeiro 1993	0,0	83,9	3,2	3,2	0,0	3,2	6,5	0,0
Fevereiro	7,1	3,6	3,6	0,0	50,0	3,6	32,1	0,0
Março	6,5	29,0	3,2	9,7	16,1	19,4	12,9	3,2
Conjunto	2,4	34,4	4,2	17,0	12,7	7,1	18,4	3,8



### **c) Caracterização geral do período estudado**

Apesar de não se poder ainda extrair conclusões acerca do ritmo e evolução dos índices, devido à pequena duração do período estudado, comentam-se brevemente os valores médios mensais obtidos. Assim, observando o quadro VI, verifica-se que os valores médios calculados para o mês de Setembro fazem sobressair o tipo sinóptico D, ZS positivo e MS negativo (embora este último valor fosse bastante fraco) e rotacional (RS) negativo. Esta situação corresponde à instalação de anticiclones sobre o oceano, predominantemente no bordo Sul da quadrícula (fig 8 h e i).

Nos meses de Outubro e Fevereiro do período estudado, as situações pertencentes ao grupo G (fig. 8 m) foram as mais frequentes. Com índices zonal (ZS) e meridiano (MS) negativos (anticiclones repuxados para Norte e pressões mais baixas sobre a Península), a principal característica é a incidência de situações depressionárias junto, ou mesmo sobre a Península Ibérica. Em Outubro, o valor praticamente nulo do rotacional (RS) médio, significa que os valores positivos e negativos deste índice praticamente se equivaleram. Em Fevereiro, o RS foi marcadamente positivo mostrando uma nítida tendência para o aparecimento de baixas pressões relativas sobre Lisboa.

Novembro, Dezembro e Janeiro são meses que em 1992 tiveram características comuns. Com valores médios positivos dos índices zonal e meridiano e rotacional negativo (quadro VI), este período foi predominantemente caracterizado por situações do tipo B (fig. 8 b, c, d e e). Como já foi referido, as altas pressões situaram-se tendencialmente sobre o Sul do continente Europeu. De salientar que estes três meses foram caracterizados por uma pressão média em Lisboa bastante elevada (fig. 9), sobretudo em Novembro e Janeiro, cujos valores ultrapassaram frequentemente 1025 hPa.

Março possuiu características distintas de todos os meses anteriores, apontando os seus valores médios para a predominância do grupo sinóptico E. O índice zonal (ZS) embora fraco em termos absolutos foi negativo e o meridiano (MS) positivo. O rotacional mostrou-se

bastante oscilante, ora positivo, ora negativo (fig. 9), apesar da pressão atmosférica ter sido quase sempre superior a 1015 hPa em Lisboa. Este facto poderá indicar a alternância entre as situações anticiclónicas e de margem anticiclónica.

Em conclusão poder-se-á afirmar que as situações anticiclónicas foram dominantes, sobretudo entre finais de Outubro de 1992 e Janeiro de 1993. Em todo o período estudado houve uma elevada percentagem (63,2 %) de dias com o índice RS negativo (fig. 9), tendo sido apurado um rotacional médio de  $-0,2$ , o que vem comprovar a grande frequência de situações anticiclónicas.

Quadro VI – Médias mensais dos índices caracterizadores das situações sinópticas e pressão atmosférica superficial em Lisboa, entre Setembro de 1992 e Março de 1993

	ZS	MS	RS	PS
Setembro 1992	0,11	-0,02	-0,21	1018,9
Outubro	-0,04	-0,44	0,0	1015,2
Novembro	0,48	0,13	-0,66	1025,1
Dezembro	0,15	0,02	-0,11	1018,7
Janeiro 1993	0,43	0,44	-0,55	1028,1
Fevereiro	-0,41	-0,04	0,21	1022,7
Março	-0,05	0,17	-0,05	1018,2

## **2.2. Combinação do fluxo sobre Lisboa e do rotacional à superfície (RS)**

Foi testada uma segunda metodologia que combina o índice rotacional (RS), calculado anteriormente, com a direcção do fluxo à superfície em Lisboa, às 12 horas. O fluxo foi determinado a partir dos mapas sinópticos publicados pelo I.M. no Boletim Meteorológico Diário, para o mesmo período de Setembro de 1992 a Março de 1993. Sempre que a

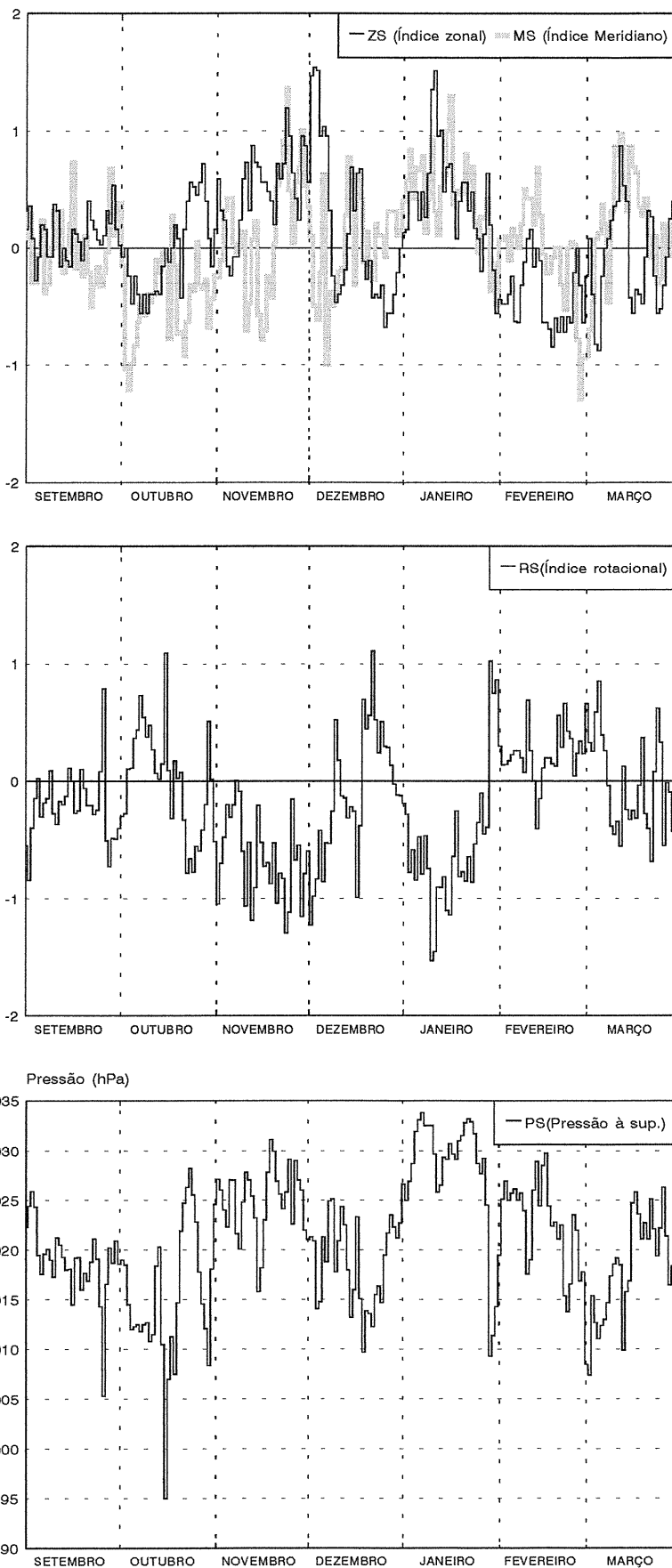


Fig.9 - Índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS), e pressão à superfície em Lisboa, de Setembro de 1992 a Março de 1993.

situação sinóptica apresentasse determinadas características que dificultassem a identificação da proveniência do fluxo considerou-se este indeterminado.

Os resultados obtidos foram os seguintes:

Quadro VII – Frequências de tipos sinópticos (%) obtidos por combinação do índice rotacional (RS) com o fluxo à superfície em Lisboa

		Fluxo à superfície								
		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	I*
Índice Rotacional (RS)	+	6,1	5,2	13,2	4,2	2,8	0,9	0,5	1,9	—
	-	8,5	4,7	13,2	7,5	4,2	5,2	6,1	5,7	—
Total		14,6	9,9	26,4	11,7	7,0	6,1	6,6	7,4	9,9

I\* – Fluxo indeterminado.

### 3. *Frequência e representatividade dos dias de campanha de medição*

Segundo os apuramentos resultantes da combinação dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS), a frequência dos dias em que se realizaram medições foi a seguinte: três campanhas (3, 4 e 6), foram efectuadas em dias com características idênticas às médias dos respectivos meses (quadros VI e VIII). Como se observa no quadro VIII e na figura 7, os tipos sinópticos apurados nesses dias correspondem às situações mais frequentes no mês, variando entre 48 % (campanha 3), 53 % (4) e 84 % (6).

A campanha de 27 de Fevereiro de 1993 (9, quadro VIII) ocorreu num quadro sinóptico semelhante à média do mês de Fevereiro (em termos de sinal dos índices), embora o tipo apurado (G) não seja o mais bem representado nesse mês. De qualquer modo aquele representou cerca de 31 % das situações sinópticas do mês de Fevereiro e 18 % de todo o período considerado. A última campanha de Março (10) decorreu num dia em que o tipo sinóptico B foi igualmente o de maior representatividade nesse mês (29 %).

Será ainda de referir que a campanha de 19 de Dezembro de 1992 (5) decorreu num dia do tipo G, cuja frequência em Dezembro foi relativamente elevada (19,4 %).

Os restantes dias possuem valores frequenciais abaixo de 7 %. No conjunto do período estudado, todas as medições (à excepção da segunda) foram efectuadas em dias do tipo B (34,4 %) ou G (18,4 %), o que representa mais de 52 % das situações sinópticas entre Setembro de 1992 a Março de 1993. Como foi referido, a campanha de 3 de Outubro de 1992 decorreu num dia identificado pelo tipo H, situação que corresponde a 3,3 %.

Quadro VIII – Resumo da caracterização numérica e frequência dos tipos sinópticos obtidos pela combinação dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS), nos dias em que se efectuaram campanhas de medição itinerantes

Campanha de Medição	Índices			Médias Mensais			Tipo Sinóptico (TS)	Frequência mensal do TS (%)	TS(s) mais represen. no mês	Freq. TS no período estudado (%)
	ZS	MS	RS	ZS	MS	RS				
1. 19/9/92	-0,11	-0,25	0,10	0,11	-0,02	-0,21	G	6,7	B, D	18,4
2. 3/10/92	-0,03	-1,04	-0,28	-0,04	-0,44	0,0	H	6,5	G	3,3
3. 31/10/92	-0,16	-0,43	0,02	-0,04	-0,44	0,0	G	48,4	G	18,4
4. 21/11/92	0,72	0,52	-1,04	0,48	0,13	-0,66	B	53,3	B	34,4
5. 19/12/92	-0,11	-0,13	0,70	0,15	0,02	-0,11	G	19,4	B, D, E, G	18,4
6. 16/1/93	0,72	1,29	-1,14	0,43	0,44	-0,55	B	83,9	B	34,4
7. 31/1/93	-0,56	-0,49	0,87	0,43	0,44	-0,55	G	6,5	B	18,4
8. 13/2/93	0,16	0,68	-0,52	-0,41	-0,04	0,22	B	3,6	E	34,4
9. 27/2/93	-0,32	-1,30	0,34	-0,41	-0,04	0,22	G	32,1	E	18,4
10. 21/3/93	0,32	0,10	-0,40	-0,05	0,17	-0,05	B	29,0	B	34,4

Segundo os apuramentos resultantes da combinação do índice rotacional (RS) com o fluxo à superfície em Lisboa, a frequência dos dias em que se realizaram campanhas de medição foi a seguinte:

Quadro IX – Frequências dos tipos sinópticos obtidos pela combinação do índice rotacional (RS) e fluxo à superfície, nos dias em que se efectuaram campanhas de medição itinerantes

Campanha medição	1 19/9/92	2 3/10/92	3 31/10/92	4 21/11/92	5 19/12/92	6 16/1/93	7 31/1/93	8 13/2/93	9 27/2/93	10 21/3/93
tipo sin.*	I	N(-)	NE(+)	SE(-)	S(+)	SE(-)	E(+)	SE(-)	N(+)	I
Frequ. (%)	9,9	8,5	5,2	7,5	2,8	7,5	13,2	7,5	6,1	9,9

\* Ver quadro VII

Como se observa no quadro, as frequências calculadas por este processo são relativamente diferentes das obtidas com a combinação dos três índices.

Durante as medições 4, 6 e 8 o fluxo provinha de Sudoeste e o rotacional (RS) era negativo (a pressão em Lisboa era superior aos bordos da quadrícula). Dentro do período estudado esta situação ocorreu em 7,5 % dos dias (quadro IX). Outras das situações recenseadas no quadro representa um fluxo de Norte e Nordeste, com rotacional positivo. Neste caso, que ocorreu em mais de 11 % dos dias (conjugando os dois fluxos), estão representadas as medições 3 e 9. Este agrupamento deve-se à existência de uma vasta depressão sobre o Mediterrâneo, que explica a baixa pressão relativa sobre Lisboa e o fluxo de Norte e Nordeste. A situação mais frequente segundo esta metodologia (13,2 %), foi caracterizada por um fluxo de Este e igualmente um rotacional positivo. A situação sinóptica é semelhante à anterior, com a diferença da depressão se encontrar centrada no Sul da Península Ibérica. A campanha de medição 7 decorreu sob este tipo sinóptico. Os últimos dois conjuntos referidos (que são apenas diferentes devido à posição longitudinal da depressão), ocorreram em mais de 25 % dos dias estudados.

Duas das medições (1 e 10) ocorreram com uma situação sinóptica indeterminada, por não ter sido possível identificar a proveniência do fluxo, correspondendo a cerca de 10 % dos dias do período estudado.

A medição 2 (com 8,5 %) realizou-se com fluxo de Norte e rotacional negativo, decorrente da existência de um anticiclone sobre o Atlântico que se estende em latitude.

A campanha 5 decorreu sob um tipo pouco frequente (2,8 %). Um rotacional positivo (baixa pressão relativa) e o fluxo de Sul sobre Lisboa (quadro IX) eram caracterizadores da situação sinóptica: uma vasta depressão sobre a Península Ibérica.

#### **4. Remate**

As metodologias apresentadas constituem um primeiro exercício para caracterizar numericamente um conjunto de situações sinópticas, tendo servido, sobretudo, para apurar

algumas potencialidades que lhes são inegáveis. No caso das situações caracterizadas pelos índices zonal, meridiano e rotacional, destaca-se a facilidade de classificação de tipos de circulação atmosférica, mesmo que visualmente não apresentem um padrão típico, facilitando a decisão do investigador.

Depois de afinadas as metodologias, poder-se-ão escolher, com mais eficácia, os dias em que se pretendem efectuar campanhas de medição. Este facto é particularmente importante se atendermos a que os custos de cada campanha são bastante elevados. Sabendo o tipo de circulação atmosférica das últimas horas e calculando os valores médios dos índices que a caracterizam sinopticamente, poder-se-á tomar uma decisão mais precisa, diversificando-se os tipos de situação que se pretendem estudar.

Uma das principais críticas que se poderá fazer a este tipo de metodologias (tal como foram apresentadas neste trabalho), consiste no facto de terem sido elaborada exclusivamente a partir de mapas sinópticos. No entanto, outras formas de abordagem mais "clássicas", que têm vindo a ser utilizadas por diversos investigadores, não deixaram de dar excelentes resultados por utilizarem o mesmo princípio. Só que, com as metodologias ditas "objectivas", pretende-se quantificar o que é qualitativo e introduzir assim uma nova possibilidade de erro.

A comparação dos resultados obtidos mostram que as duas metodologias originam agrupamentos semelhantes, apesar das frequências encontradas serem ligeiramente diferentes. Verificou-se, por exemplo, que o tipo **B** (quadro VIII) corresponde a situações em que o fluxo é proveniente de Sudeste e o rotacional é negativo (**SE-**, quadro IX), normalmente situações anticiclónicas. As frequências calculadas foram bastante diferentes (34,4 % no primeiro caso, 7,5 % no segundo).

Os agrupamentos **N+**, **NE+** e **E+** (depressão sobre o Mediterrâneo e fluxo de Norte, Nordeste, ou Este sobre Lisboa, conforme a posição da depressão), coincide com o agrupamento **G**. As frequências calculadas para os dois agrupamentos foram, respectivamente, 18,4 e 24,4 %.

De referir ainda a correspondência entre o grupo H e o N-. Neste caso a frequência calculada é maior para o grupo caracterizado pela direcção do fluxo e pelo rotacional, com 8,5 %, contra apenas 3,3 % do agrupamento caracterizado pelos índices zonal, meridiano e rotacional.

As diferenças nas frequências calculadas são devidas a dois factos: em primeiro lugar porque as situações indeterminadas não são contabilizadas separadamente na metodologia que utiliza os três índices (ZS, MS e RS) e, em segundo lugar, porque o número de agrupamentos obtidos são, no caso apontado, em menor número (8) do que utilizando só o fluxo e o rotacional (10), o que faz aumentar as percentagens do primeiro.

A metodologia que parece traduzir melhor a realidade local é a que combina a direcção do fluxo e o rotacional à superfície (RS). Os três índices combinados reflectem, sobretudo, a circulação atmosférica à escala sinóptica. Será, no entanto, necessário diversificar as experiências neste campo, para determinar as relações entre as situações sinópticas e o clima local. Com maior volume de dados e introduzindo outras técnicas de análise multivariada, poder-se-iam alcançar novas e mais bem estruturadas conclusões. No caso da combinação dos três índices, seria interessante, por exemplo, avaliar o peso de cada situação particular dentro dos agrupamentos obtidos (observe-se a heterogeneidade do tipo B), tornando-se esta metodologia mais precisa e objectiva.



### **Capítulo III – INTERPOLAÇÃO DE TEMPERATURAS À ESCALA LOCAL**

Parte do reconhecimento dos padrões térmicos na região de Oeiras (capítulo IV) foi efectuado com base na análise de mapas de isotérmicas. Quando se pretende uma representação cartográfica deste tipo, torna-se necessário interpolar valores de temperatura onde estes são desconhecidos, ou seja, nos locais onde não se realizaram medições. A interpolação é a operação pela qual se determina um conjunto de valores a partir de outros previamente conhecidos, entre os quais se colocam os primeiros, sendo utilizada, por exemplo, para o traçado das isolinhas (DIAS, 1991, p. 334).

Neste capítulo são apresentados dois modelos para a interpolação de temperaturas, registadas em várias campanhas de medição itinerantes. A primeira é baseada nas técnicas de variografia e *krigagem*, onde apenas a longitude e latitude são tomados em conta. Para introduzir outros factores geográficos que induzem a variabilidade térmica à escala local (como por exemplo a posição topográfica, a exposição das vertentes e a ocupação do solo, entre outros), efectuou-se uma interpolação que utiliza a análise factorial de correspondências (AFC) e a regressão múltipla (RM).

Foram utilizados os valores da temperatura de madrugada e a meio do dia das duas primeiras campanhas de medições itinerantes (19 de Setembro e 3 de Outubro de 1992), para comparar os dois processos, e chegar a uma conclusão sobre o modelo mais adequado a esta escala de análise.

#### **1. Geoestatística: exemplos de aplicação em Climatologia**

Uma das soluções para a interpolação de dados espacialmente distribuídos (porventura a que se tornou mais popular entre os geógrafos) é baseada em funções polinomiais. "They are linear in their parameters, the spatial coordinates can usually be

determined without serious errors, and the equations can be fitted by standard regression techniques to produce 'trend surfaces'" (OLIVER *et al*, 1989 a, p. 260).

No entanto, nos últimos anos têm sido propostas soluções alternativas aos modelos polinomiais para a interpolação de dados climáticos, baseadas na Geoestatística. Esta é a aplicação do formalismo das funções aleatórias ao reconhecimento e interpolação de fenómenos naturais (programa COMETT/AFAIRS, 1992, p. 1) às variáveis regionalizadas, ou seja, variáveis dependentes da localização espacial determinada pelas coordenadas, num espaço a 1, 2 ou 3 dimensões (*idem*, p. 7).

O objectivo da fase inicial de um estudo geoestatístico é a construção de um modelo variográfico. Este incorpora e sintetiza os traços estruturais mais importantes da variável regionalizada (programa COMETT/AFAIRS, 1992, p.17), fornecendo uma descrição adequada da escala e do padrão das variações espaciais dentro de uma determinada região (OLIVER, *et al* 1989 b, p. 270). A partir do modelo variográfico obtém-se a informação essencial usada em tratamentos posteriores, como por exemplo na interpolação através de *krigagem*, segunda fase de qualquer análise Geoestatística. A referida informação é composta por três elementos (canto inferior esquerdo na fig. 10): o "efeito de pepita" (*Nugget*), descontinuidade do variograma junto à origem devido à existência de erros de amostragem, ou a micro-regionalizações que se desenvolvem a uma escala não detectável pela observação (programa COMETT/AFAIRS, 1992, p. 14); a amplitude ou *range*, distância a partir da qual já não existe correlação espacial dos valores, entrando a variável em estacionaridade; e finalmente o *sill*, que corresponde à variância *a priori* menos o valor do *nugget*.

São estes os elementos da função variograma que irão entrar posteriormente no modelo de *krigagem* para a interpolação dos valores, no presente caso de temperatura. Em relação aos outros modelos de interpolação, esta técnica apresenta as vantagens de atribuir pesos diferenciados às amostras e de possibilitar a interpolação num espaço anisotrópico. Para que haja anisotropia é necessário que ocorram andamentos diferentes do variograma que traduzem comportamentos direccionais diversos, retratando variabilidades espaciais

diferenciadas. Por exemplo, uma variável que retrate fenómenos geológicos pode apresentar um comportamento anisotrópico, já que existem direcções preferenciais de continuidade ao longo de uma camada sedimentar, sendo de esperar uma variação mais regular do que entre camadas (programa COMETT/AFAIRS, 1992, p. 3–22). O efeito de auréola é outra das características da *krigagem*, que procede à interpolação apenas a partir dos valores amostrais mais próximos, não excedendo a amplitude definida no variograma. Este modelo é considerado mais exacto do que outros, por exemplo do tipo polinomial (programa COMETT/AFAIRS, 1992, p. 22). Esta questão irá ser discutida no último ponto deste capítulo.

A Geoestatística, inicialmente desenvolvida para resolver questões relacionadas com os problemas mineiros e meteorológicos (OLIVER *et al*, 1989 a, p. 260), têm vindo a ser aplicada nos últimos anos a outras áreas do conhecimento, nomeadamente à Climatologia, com relativo sucesso. BIGG (1991) utilizou as técnicas de variografia e *krigagem* para investigar a variabilidade espacial das precipitações em duas áreas de regimes pluviométricos contrastados em Inglaterra (East Anglia e Tamar Valley). Para este autor "Regionalized variable theory...analyses the patterns and scales of continuously, but randomly, varying spatial nature of a variable in order to allow interpolation techniques to be used that take advantage of the variable's spatial structure... . The technique is also useful in designing observing networks...[and] the spatial information in the semi-variogram allows the user to discover the optimal number of stations required to produce an estimate to a given accuracy" (p.663).

D'AGOSTINO *et al* (1992), que utilizaram a metodologia de *cokriging* para interpolar valores de insolação na Suíça, concluíram tratar-se de um instrumento prometedo, que reproduz valores interpolados sem distorção e fornece imagens próximas da realidade (p. 760).

Alguns autores propõem a combinação de várias técnicas, para além da Geoestatística (DJELLOULI, *et al* 1990; HUDSON *et al*, 1994) de modo a serem introduzidas outras variáveis geográficas (altitude, distância ao mar, etc.) e melhorar os modelos de

interpolação. Num trabalho destinado a verificar o comportamento de algumas espécies vegetais face às condições climáticas no Norte da Argélia, foi utilizada uma metodologia baseada em regressão múltipla e na *krigagem* dos seus resíduos (DJELLOULI *et al*, 1990). A regressão foi efectuada entre variáveis independentes que os autores classificaram de orotopográficas (latitude, longitude, altitude e distância ao mar) e séries de temperatura e precipitação como variáveis dependentes. Os resíduos foram submetidos ao processo de *krigagem*, interpolando valores em sítios botânicos previamente definidos. A estes dados foram adicionados os resultantes da regressão múltipla, de forma a obterem-se, para aquela região, padrões térmicos e pluviométricos.

ISHIDA *et al* (1993) utilizaram temperaturas horárias de 130 estações meteorológicas em Kanto (Japão Central) recolhidas em Janeiro e Agosto de 1990. Segundo os autores, a *krigagem* das temperaturas originou melhores resultados do que as interpolações obtidas por outras técnicas, nomeadamente, a análise de regressão e o inverso da distância (ISHIDA *et al* 1993, p. 147). Apesar disso, aquele que foi considerado o melhor processo apresenta alguns resultados menos bons: "The accuracy of spatial prediction decrease due to nocturnal cooling in winter and day-time heating in summer. This decrease implies that a strong radiation balance at the surface, whether positive or negative, causes a relatively short-range variation in surface air temperature through the effects of local environments" (*idem*).

Em resumo, os problemas que se levantam com a variografia e *krigagem* e, de um modo geral com todas as técnicas de interpolação automática de dados climáticos, são devidos à grande complexidade e imbricação do sistema Terra/Atmosfera e às diferentes escalas de análise em Climatologia.

## **2. Variografia e krigagem das temperaturas em 19 de Setembro e 3 de Outubro de 1992<sup>(1)</sup>**

Todos os variogramas efectuados, referentes às temperaturas de madrugada e a meio do dia das duas primeiras campanhas de medição, eram idênticos em várias direcções (tanto norte/sul como oeste/este). Isto poderá ter dois significados: ou o campo térmico a este nível de análise é isotrópico (ou seja, o padrão da variabilidade das temperaturas é semelhante em todas direcções), ou, como refere OLIVER *et al* (1989 b, p. 277), o número reduzido de valores amostrados dificulta a identificação de uma possível anisotropia.

Na figura 10 encontram-se representados os variogramas das temperaturas de madrugada e a meio do dia nos dias escolhidos para testar este modelo. Como se pode observar, de um modo geral foram conseguidos bons ajustamentos da função variograma sobre os pontos. O efeito de pepita (pequena descontinuidade entre a base do gráfico e o início da função variograma) é inferior a 0,2°C nos quatro casos. Isto vem confirmar que os locais de medição foram relativamente bem escolhidos, sendo representativos da área de trabalho. As amplitudes (*range*) variaram de 1400 a 6000 m (este valor é indicado pelo início do patamar do variograma, fig. 10), o que implica que a autocorrelação espacial das temperaturas varia bastante de dia para dia e mesmo de hora a hora. A variabilidade foi sempre superior no caso das temperaturas a meio do dia.

Para além de descrever algumas características térmicas da região de Oeiras, os variogramas serviram sobretudo para determinar os parâmetros anteriormente descritos (efeito de pepita, amplitude e variância), tendo sido posteriormente utilizados para a *krigagem* dos valores de temperatura, num programa de computador.

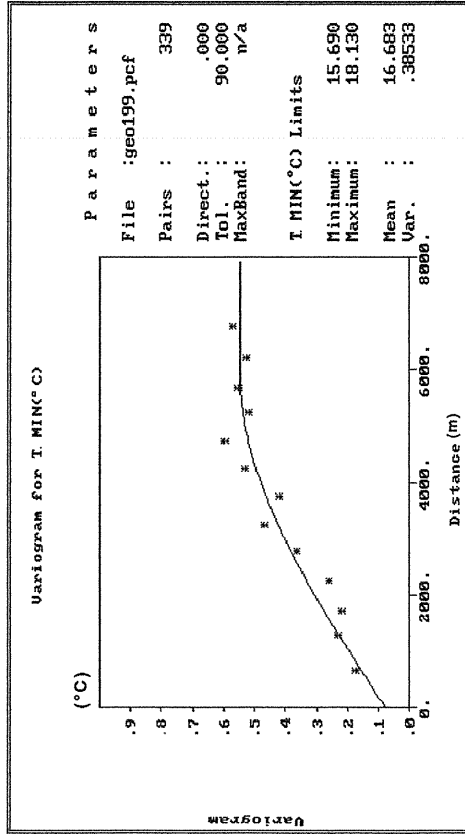
Com o fim de testar a fiabilidade dos resultados obtidos e compará-los com os do modelo baseado na análise factorial de correspondências (AFC) e na regressão múltipla (descrito no próximo ponto), foram determinadas as diferenças entre os valores interpolados

---

(1) Estas metodologias foram testadas durante um curso de "Análise Estatística e Modelização e Representação Gráfica" dado pelo Prof. H. G. Pereira (I.S.T.), no âmbito do Mestrado de Geografia Física e Regional da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.

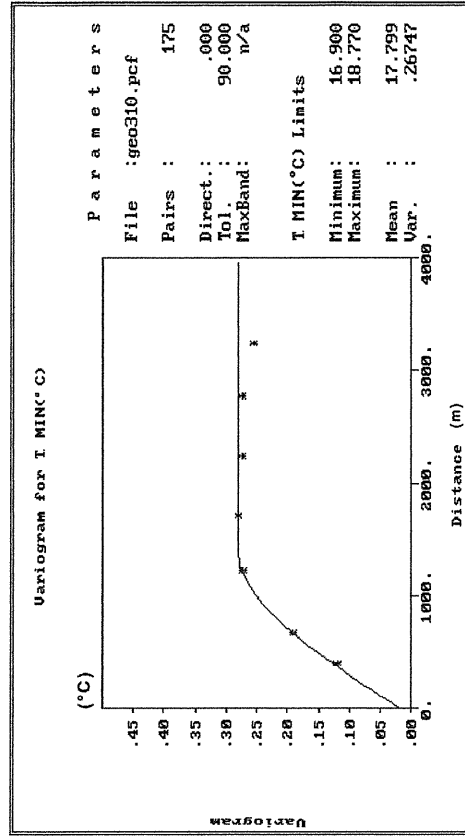
19/9/92

Temperaturas de madrugada

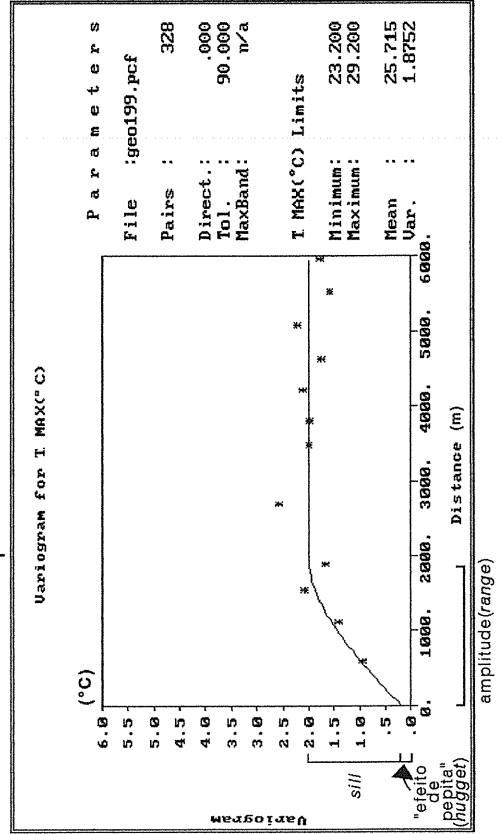


3/10/92

Temperaturas de madrugada



Temperaturas do meio do dia



Temperaturas do meio do dia

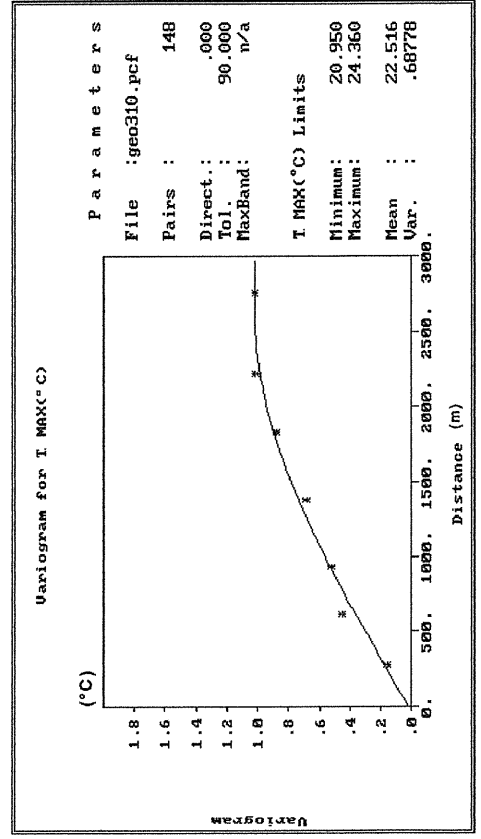


Fig.10 - Variogramas das temperaturas de madrugada e do meio do dia em 19/9/92 e 3/10/92.

e observados nos locais de medição das temperaturas. Os critérios para a avaliação da qualidade dos valores interpolados baseou-se nos desvio-padrão das séries de temperaturas observadas. Considerou-se a interpolação correcta sempre que a diferença entre os valores observados e interpolados fosse inferior a um desvio-padrão calculado na série original de temperaturas observadas.

O número total de "erros" (valores superiores a 1 desvio-padrão) nas quatro séries de interpolações, ascendeu a 35 (16 em 19 de Setembro e 19 no dia 3 de Outubro), o que corresponde a cerca de 32 %. Este processo de interpolação foi menos preciso para as temperaturas a meio do dia (respectivamente 10 e 11 valores superiores a 1 desvio-padrão) do que para as registadas durante as madrugadas (6 e 8), isto apesar do desvio-padrão ser mais elevado durante o dia (quadro X).

Quadro X – Número de casos em que as temperaturas interpoladas por variografia e *krigagem* foram superiores a 1 desvio-padrão

data das medições	Temperaturas			
	madrugada		a meio do dia	
	$\sigma$ (°C)	nº de erros	$\sigma$ (°C)	nº de erros
19/09/92	0,62	6	1,36	10
3/10/92	0,52	8	0,83	11
total		14		21

### 3. *Interpolação de temperaturas a partir de Análise Factorial de Correspondências (AFC) e Regressão Múltipla (RM)*

Em Climatologia investigam-se, entre outros assuntos, a influência de determinados factores geográficos na variabilidade climática espacial de uma região. À escala local poder-se-ão sintetizar esses factores em dois grupos: um que diz respeito à ocupação da

superfície (por exemplo, se se trata de uma superfície agricultada, ocupada por floresta, urbana ou industrial, tipo e cor do solo, etc.), e outro referente à geometria do relevo (forma das vertentes, exposição, declive, etc.).

Como vimos anteriormente, a interpolação das temperaturas no modelo variográfico é feita apenas no plano bidimensional e os únicos factores geográficos representados são a longitude e a latitude. De imediato se poderá levantar uma questão fundamental: como introduzir outras variáveis que reconhecidamente influenciam as temperaturas à escala local?

Foram efectuadas várias tentativas de modo a proceder à interpolação de temperaturas que melhor se adequasse à realidade. O modelo proposto combina duas técnicas estatísticas: a análise factorial de correspondências (AFC) e a regressão múltipla (RM).

A metodologia tem várias etapas, a seguir descritas:

a) Escolha dos factores geográficos que, à *priori*, influenciam a variabilidade térmica.

No presente caso foram escolhidos os seguintes:

- Localização espacial do lugar<sup>(2)</sup>.
  - . Factor de longitude.
  - . Factor de latitude.
  - . Altitude.
- Posição topográfica do local.
  - . Fundo de vale.
  - . Topo de vertente.
  - . Exposição da vertente (a Sul, a Este e a Oeste)
  - . Superfície plana litoral (para a diferenciar das áreas planas de fundo de vale ladeadas por vertentes.
- Ocupação do solo.
  - . Espaço urbanizado.
  - . Espaço arborizado.
  - . Espaço livre.

---

(2) Os factores de longitude e de latitude já haviam sido previamente determinados (ver nota 2 do capítulo I).



Um dos principais problemas que se levanta nesta fase reside no facto de alguns destes factores não serem numericamente quantificáveis. Face a isto tornou-se necessário proceder à sua transformação), de modo a serem representados de uma forma quantitativa.

- b) Elaboração de uma análise factorial de correspondências (AFC) para introdução das variáveis qualitativas.

Para resolver o problema da transformação das variáveis qualitativas em quantitativas, procedeu-se à elaboração de uma AFC. Os dados de partida (factores descritos em a) foram classificados segundo a sua presença ou ausência, constituindo-se uma matriz disjuntiva (matriz I, quadro XI). Os *scores* resultantes da AFC são a tradução quantitativa dos factores geográficos. O total de percentagem de explicação da variância foi atingido no 16º factor.

Quadro XI – Exemplo de uma linha da matriz disjuntiva (I), utilizada para a transformação dos factores qualitativos em quantitativos

		Posição Topográfica				Localização											Ocupação solo				
Lo- cal	Fundo Vale	Topo	Supe. Plana Lito- ral	Expo. vert.			Factor Long. (m)				Factor Latit. (m)				Altitude(m)			Espaço			
				S	E	W	≤	2626	4376	>	≤	3626	5001	>	≤	21	61	101	Urba	Arbo	Li-
							2625	4375	6375	6375	3625	5000	6625	6625	20	60	100	150	niz.	riz.	vre
Sr.ª																					
Rocha	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0

- c) Regressão múltipla entre os *scores* dos factores resultantes da AFC e as temperaturas observadas.

O terceiro passo desta metodologia consiste na elaboração de uma regressão múltipla entre os *scores* dos 16 factores da AFC (como variáveis independentes) e as séries de

temperaturas (cada uma como variável dependente). A equação da recta resultante foi utilizada para:

- . O cálculo dos valores teóricos.
- . A determinação do erro do modelo (número de casos em que as diferenças entre os valores teóricos e os observados são superiores a 1 desvio padrão), para se poder concluir sobre o seu grau de eficácia e conseqüente comparação com o modelo variográfico. Os resultados são apresentados no quadro XII.
- . A interpolação de valores de temperatura nos locais onde não é conhecida.

d) Escolha dos novos locais onde se irão interpolar as temperaturas.

O passo seguinte desta metodologia consiste na definição dos critérios de escolha dos novos locais onde se pretende interpolar valores de temperatura. Relembre-se que nem todos os factores que afectam a variabilidade térmica à escala local têm expressão quantitativa. Aqui levanta-se novamente o problema da quantificação dos factores geográficos, uma vez que é necessário introduzir valores numéricos na regressão múltipla, que caracterizem esses locais. Para contornar esta dificuldade, propõe-se o seguinte:

- . Escolha criteriosa dos locais onde se pretende interpolar temperaturas, devendo-se excluir aqueles que têm características diversas das inicialmente apontadas (quadro XI). Por exemplo, será de rejeitar um local com altitude superior a 150 m, já que esse valor não foi tomado em conta no modelo inicial.
- . Elaboração de uma nova matriz disjuntiva (matriz II), com as mesmas características da inicial (matriz I), constituída pelo locais onde se pretende interpolar a temperatura.
- . À matriz I (com que inicialmente se elaborou o modelo) será acrescentada a matriz II, procedendo-se a uma segunda AFC. De modo a manter a estrutura inicial do modelo, os locais referentes à matriz II devem ser projectados em suplementar. O resultado será uma matriz de *scores* que mantém os valores obtidos inicialmente em b), acrescidos dos *scores* dos locais onde se pretende interpolar as temperaturas.

- e) Interpolação de temperatura nos locais definidos na fase anterior.

Aplicando a equação da recta da regressão múltipla (fase c)) aos *scores* obtidos na fase anterior (resultantes da combinação das matrizes I e II) obtiveram-se as temperaturas nos locais onde foi impossível proceder a recolhas.

Os critérios para a avaliação da qualidade dos valores obtidos foi o mesmo utilizado anteriormente para a variografia, considerando-se uma interpolação correcta sempre que a diferença entre os valores observados e interpolados fosse inferior a um desvio-padrão calculado na série original de temperaturas.

Por este modelo se ter revelado, em termos gerais, mais satisfatório que o variográfico, foi posteriormente testado em 20 campanhas de medição (de madrugada e a meio do dia), apresentado-se os resultados no quadro XII.

Quadro XII – Número de casos em que as temperaturas interpoladas pela técnica baseado na AFC e na regressão múltipla foram superiores a 1 desvio-padrão (erros)

data das medições	Temperaturas			
	madrugada		a meio do dia	
	$\sigma$ (°C)	erros	$\sigma$ (°C)	erros
19/09/92	0,62	1	1,36	2
3/10/92	0,52	1	0,83	2
31/10/92	0,70	1	0,93	2
21/11/92	0,72	2	1,08	2
19/12/92	0,57	0	0,56	4
16/01/93	0,82	0	1,47	0
31/01/93	0,59	1	0,91	0
13/02/93	0,57	1	1,42	1
27/02/93	0,50	0	1,31	2
21/03/93	0,48	0	0,92	3
total		7		18

Como se pode observar, é bastante diminuto (apenas 25 casos num total de 540) o número de locais com diferenças entre as temperaturas interpoladas e observadas superiores a um desvio-padrão, correspondendo a um erro que não excedeu os 5% nos testes efectuados. Mais uma vez os resultados menos precisos ocorreram nas temperaturas a meio do dia, apesar do desvio padrão ser geralmente mais elevado dos que nas séries de valores recolhidos de madrugada.

#### **4. Remate**

A interpolação de temperaturas em Climatologia local levanta problemas específicos, sobretudo devidos à complexidade de um sistema que é caracterizado pelo contacto entre a superfície terrestre e as camadas de ar junto ao solo.

Os primeiros ensaios com as metodologias que se acabou de apresentar, mostram que o modelo baseado na análise factorial de correspondências e na regressão múltipla é mais adequado para a interpolação de temperatura à escala local, pelo menos para a área em estudo. Isto deve-se, em parte, ao facto dos variados factores que influenciam as temperaturas a esta escala não poderem ser introduzidos directamente no modelo variográfico.

As duas metodologias testadas poderão, no entanto, servir fins diversos. As principais vantagens do modelo variográfico consistem na possibilidade de aperfeiçoar os resultados obtidos através do ajustamento da função variograma, na detecção de algumas características da variável analisada, como por exemplo a distância até à qual há autocorrelação espacial e na detecção de erros de amostragem. A metodologia que utiliza a análise factorial de correspondências e a regressão múltipla oferece a possibilidade de interpolar valores de temperatura em qualquer local, desde que sejam conhecidas as suas características. Este facto é importante, atendendo a que a recolha dos valores de temperatura, efectuadas em campanhas de medição itinerantes (onde o meio de transporte

é o automóvel), encontra-se condicionada por variadíssimos factores, como por exemplo a rede rodoviária. Nos locais de difícil acesso torna-se bastante difícil proceder a medições, podendo-se contornar este problema interpolando temperaturas através deste modelo. A possibilidade de se poder introduzir factores que influenciam as temperaturas à escala local é outras das vantagens a não desprezar.

Apesar disso, mesmo que a escolha recaia sobre o modelo proposto, é de toda a conveniência utilizar a variografia como instrumento de análise que completa a descrição dos padrões térmicos de uma determinada região.

## **Capítulo IV – PADRÕES TÉRMICOS NA REGIÃO DE OEIRAS**

### **1. Introdução: quadro experimental.**

O principal objectivo desta parte da investigação consiste no reconhecimento de alguns padrões térmicos na região de Oeiras, a partir das observações efectuadas durante as campanhas de medição de temperatura e vento.

Para entender as relações entre o estado da atmosfera e as observações superficiais utilizaram-se duas escalas de análise: sinóptica e local.

#### **1.1 Escala sinóptica**

O quadro experimental que permitiu reconhecer os traços gerais das condições atmosféricas nos dias em que foram feitas medições é composto pelos seguintes aspectos:

- Identificação do tipo de circulação da atmosfera em altitude (nível de 500 hPa) e à superfície, através da observação dos mapas sinópticos publicados no *Boletim Meteorológico Diário* de Espanha. Esta análise seguiu de perto a metodologia usada nos trabalhos de MOUNIER (1979), D. B FERREIRA (1980), A. B FERREIRA e D. B FERREIRA (1983), RAMOS (1985 e 1987), VENTURA (1985 e 1987) e ALCOFORADO (1988).
- Reconhecimento de algumas massas de ar a partir das observações aerológicas publicadas no Boletim Meteorológico Diário, publicado pelo Instituto de Meteorologia de Portugal (I.M.).
- A análise foi completada com os gráficos da temperatura, direcção e velocidade do vento, e nebulosidade em Lisboa.

Para a identificação da circulação atmosférica foram utilizados os boletins meteorológicos não só do próprio dia em que se efectuaram campanhas, mas também os do dia anterior e seguinte ao das medições. Poder-se-á assim ter uma ideia mais aproximada

da rapidez com que o fluxo chega à Península Ibérica, e particularmente a Lisboa, e do trajecto efectuado pelas massas de ar, tendo-se dado maior importância ao período anterior a cada campanha. O conjunto dos três dias permitiu verificar a persistência das condições atmosféricas. No texto apenas se apresenta a situação sinóptica do dia de campanhas.

O estado da atmosfera num determinado local pode ser caracterizado pelo tipo de massas de ar que a compõem num dado momento. Segundo MOUNIER (1979) as massas de ar que atingem o SW da Europa devem ser classificadas segundo dois critérios fundamentais: a sua origem geográfica, (ártica, polar e tropical, cada uma com duas variantes, uma marítima, outra continental, p. 358–359) e as características que possuem depois de terem sofrido algumas transformações durante o seu trajecto. Na verdade, esta evolução consiste no critério de classificação mais importante no Sudoeste da Europa, que é invadido por células atmosféricas que percorreram vastas regiões de características higrométricas diferentes das características originais das massas de ar (MOUNIER, 1979, p. 359–360). Assim podem-se distinguir as massas de ar **radiativas** (que sofreram um arrefecimento pela base apresentando inversões térmicas), as **convectivas** (que registam um aquecimento sensível nas baixas camadas por transferência de calor da terra para a atmosfera) e as **cinemáticas**, cujos movimentos mais rápidos (horizontais, convergentes e divergentes) não permitem a troca de calor com o substrato geográfico (*idem*, p. 360). Embora, segundo o mesmo autor, estes modelos estejam sobretudo vocacionados para a previsão meteorológica, os critérios térmicos da classificação e as formas de evolução das grandes unidades atmosféricas interessam particularmente ao geógrafo (*idem*, p. 361). Deste modo é possível, não só reconhecer as massas de ar, como inferir da sua influência sobre a superfície.

Para identificar a proveniência e trajectória das massas de ar que influenciaram a área estudada durante as campanhas de medição, foi dada especial importância à direcção e ao percurso do fluxo. Para averiguar as características termo-higrométricas das massas de ar, foram elaboradas várias sondagens na atmosfera com os dados das observações aerológicas sobre Lisboa às 12 horas, publicadas diariamente nos boletins meteorológicos

do I.M. Um dos métodos mais expeditos para a identificação do tipo de massa de ar consiste no cálculo da temperatura pseudo-potencial do termómetro molhado ( $\theta^*w$ ). Esta temperatura é fictícia (sem significado real) e conservativa, ou seja, mantém-se constante. É calculada tendo em atenção duas transformações teóricas: primeiramente é preciso "elevar" uma partícula pelo gradiente adiabático seco até ao seu nível de condensação; em seguida força-se a sua descida pelo gradiente adiabático saturado, (fornecendo-lhe água para que ela permaneça saturada) até ao nível dos 1000 hPa (PÉDELABORDE, 1970, p. 147–148).

A análise foi completada com a observação de alguns parâmetros meteorológicos registados à superfície em Lisboa (temperatura, velocidade e direcção do vento e nebulosidade) e publicados igualmente nos boletins meteorológicos do I.M. Também aqui foram utilizados os dados referentes aos dias antecedente e seguinte aos das campanhas de medição.

## **1.2 Escala local**

Os padrões térmicos da região de Oeiras foram reconhecidos através da análise de isotérmicas e da direcção e velocidade do vento observado em cada campanha. Os mapas das temperaturas (de madrugada e a meio do dia) foram construídos a partir dos valores obtidos nos 27 locais de medição. No traçado das isotérmicas teve-se em conta:

- a) Os valores interpolados pelo processo baseado na combinação das técnicas de análise factorial de correspondências (AFC) e regressão múltipla (capítulo III).
- b) O relevo e o tipo de ocupação do solo (fig. 2). O traçado manual das isotérmicas, para além de obedecer aos valores da temperatura observada e interpolada, foi efectuado através de interpretação, tendo em conta que se conhecem, *a priori*, as variações térmicas à escala local em função da superfície topográfica e da ocupação do solo.

Utilizou-se um intervalo de 0,5°C nas isotérmicas. Devido à grande variação térmica encontrada em certos dias, por vezes aquele valor parece um pouco exagerado, fornecendo uma imagem demasiadamente rigorosa dos gradientes. Preferiu-se optar por este intervalo,



para uma melhor comparação entre os mapas, e sobretudo, entre as situações de madrugada e a meio do dia.

Nos mapas dos ventos, construídos igualmente com os valores observados durante as campanhas de medição, foram marcadas as classes modais da velocidade, as rajadas máximas registadas nos 30 segundos de observação e a direcção do vento. As classes da velocidade foram obtidas por modificação da escala de Beaufort (quadro XIII).

Quadro XIII – Escala de Beaufort e sua correspondência nos mapas dos ventos observados nas campanhas de medição

Escala de Beaufort (m/s)	Características do vento em terra	Designação do vento	Correspondência nos mapas	Designação do vento
			0	Calma
0 a 1,3	Calma, o fumo eleva-se verticalmente.	Calma	0,1 a 1,3	Muito fraco
1,4 a 2,7	A direcção do vento é indicada pelo desvio do fumo, mas não pelos cataventos.	Aragem	1,4	Fraco
2,8 a 4,5	Sente-se o vento na cara; as folhas das árvores mexem; os cataventos movem-se.	Fraco	4,5	
4,6 a 6,6	As folhas das árvores estão em constante agitação; o vento desfralda as bandeiras leves.	Bonanzoso	4,6	Moderado
6,7 a 8,9	O vento levanta poeira e papéis soltos; os ramos pequenos das árvores agitam-se.	Moderado	8,9	
9,0 a 11,3	Os arbustos com folhas começam a agitar-se; formam-se pequenas ondas na superfície das águas interiores.	Fresco	9,0	Muito Fresco
11,4 a 13,8	Os ramos grandes das árvores agitam-se; ouve-se o vento nos fios telegráficos; é difícil andar com o guarda-chuva aberto.	Muito fresco	13,9	

Para completar a análise, calcularam-se os coeficientes de correlação entre a temperatura e a velocidade do vento, e as médias e os desvios-padrão das temperaturas em cada campanha.

Os algarismos que por vezes surgem no texto identificam os locais de medição e correspondem à ordem com que surgem no trajecto (quadro II e fig. 2).

## **2. Resultados obtidos.**

### ***Situação anticiclónica com depressão térmica sobre a Península Ibérica (19 de Setembro de 1992)***

#### ***Panorama sinóptico e massas de ar.***

Segundo RAMOS (1987), Setembro é um dos meses em que a faixa das altas pressões subtropicais domina o estado do tempo em Portugal (p. 14). No trabalho citado, onde a autora estudou, entre outros aspectos, o regime frequencial dos principais tipos de circulação em altitude, entre Setembro de 1974 e Agosto de 1980, é referido que Setembro é um dos meses em que predomina o tipo de circulação zonal (17 dias em média), correspondendo a uma frequência superior a 50 % naquele período.

A figura 11 a mostra, em altitude, uma circulação zonal com tendência para ondulação, mais visível a Norte da Península, e o fluxo de Oeste sobre Lisboa. À superfície (fig. 11 b) a situação era condicionada pela existência de uma depressão térmica sobre a Península Ibérica<sup>(1)</sup> e por um anticiclone no oceano Atlântico. Estes dois aparelhos isobáricos originavam fluxo de Norte em todo o litoral ocidental, gerando a Nortada.

A sondagem aerológica sobre Lisboa às 12 horas (fig. 12), mostra uma estrutura anticiclónica. Abaixo dos 1000 m existe provavelmente uma massa de ar marítima relativamente quente na sua base ( $\theta_w$  entre 13 e 13,5°C até aos 800 m), que atravessou rapidamente o oceano na corrente zonal.

---

(1) Originalmente, a depressão térmica não vem representada no boletim espanhol, mas encontra-se marcada no boletim português. Por ser importante a sua presença sobre a Península Ibérica, já que determina, por exemplo a ocorrência da Nortada, decidiu-se assinalá-la na figura 11 b.

19/9/92

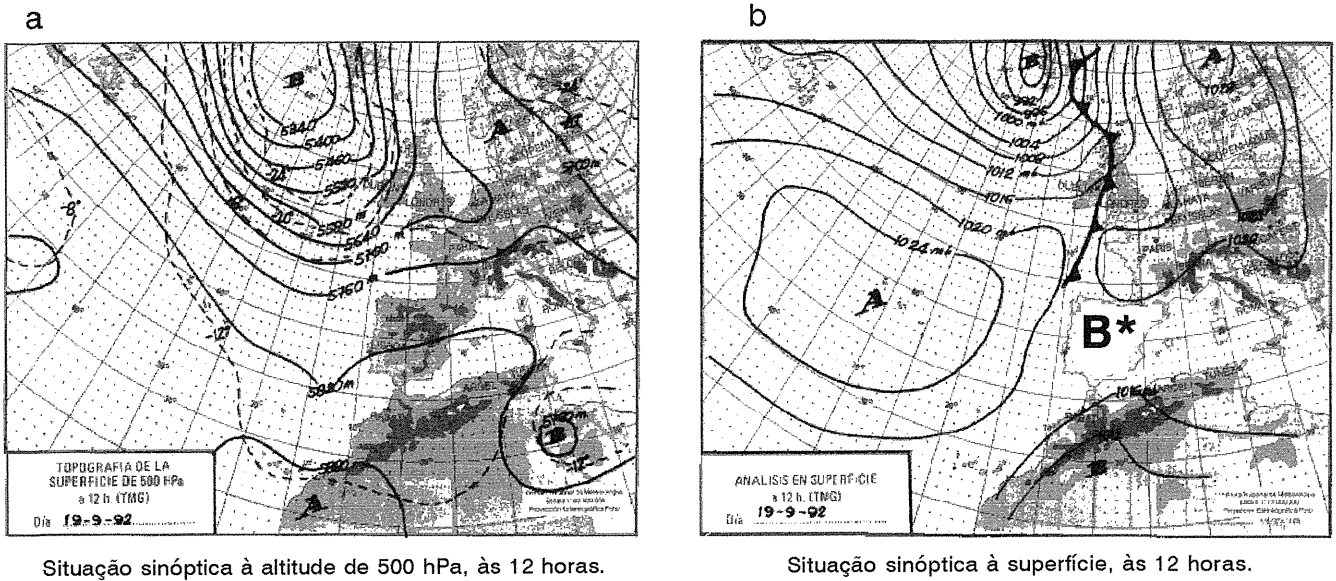


Fig. 11 - a - Circulação zonal à latitude da Península Ibérica, com tendência para ondulação a Norte  
b - Anticiclone sobre o oceano Atlântico e depressão térmica sobre a Península Ibérica originando a ocorrência de Nortada no litoral ocidental.

\* - A depressão térmica sobre a península vem marcada no boletim meteorológico diário português, pelo que se decidiu incluí-la nesta figura.

Fonte: BOLETIN METEOROLOGICO DIARIO de Espanha.

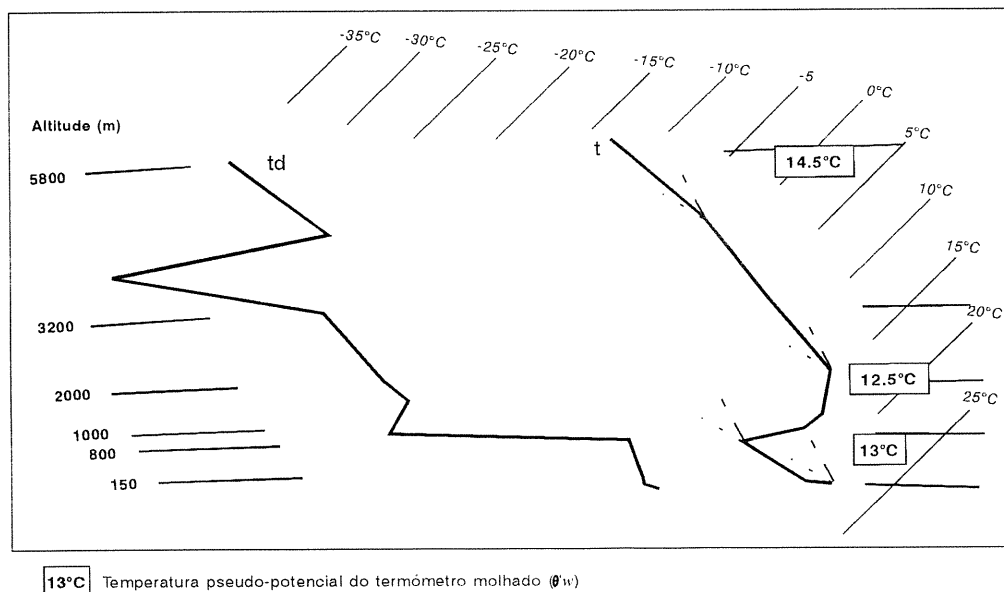


Fig. 12 - Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12h do dia 19/9/92

### ***Observações de superfície em Lisboa.***

No dia 19 a temperatura oscilou entre 16°C (mínima) e 24°C (máxima) e o vento soprou de Norte (fig. 13). A sua velocidade foi de 3 a 5 m/s durante a madrugada, aumentando para 6 m/s no final da tarde. Durante este período o céu encontrava-se praticamente desprovido de nebulosidade (apenas às 6 horas se observou 1/8 de céu coberto).

### ***Temperatura e vento na madrugada de 19/9/92.***

Como se pode observar na figura 14, a temperatura era ligeiramente mais elevada nos fundos de vale junto ao litoral (locais mais abrigados do vento de Norte), registando-se os valores mais altos em Oeiras (17,6°C), Cruz Quebrada (17,9°C) e Paço de Arcos (18,1°C). Os locais mais arrefecidos situavam-se nos topos mais desabrigados (a Este de Porto Salvo e a Sul de Valejas), onde a temperatura era inferior a 16°C. Este padrão térmico parece ser determinado pelo vento: como se pode observar na figura 14, nos vales junto ao rio Tejo (onde se registou a temperatura mais elevada) existe uma calma aparente, enquanto nos locais onde o vento soprava de Norte, muito fraco ou fraco (de 0,1 m/s a 4,5 m/s), a temperatura observada era mais baixa. Como se pode observar pelo traçado das isolinhas os gradientes térmicos entre os fundos de vale e os topos são fracos, raramente ultrapassando 1°C.

Concluindo, com vento muito fraco de Norte ou mesmo inexistente, os fundos dos vales junto ao Tejo tendem a arrefecer menos. A penetração do vento nestes locais é dificultada, devido à mata do Estádio Nacional e ao alinhamento urbano da linha do Estoril (fig. 3). Onde o vento sopra com maior intensidade (a sua velocidade chegou a ultrapassar 6 m/s nos topos mais desabrigados do Norte da área) verifica-se um maior arrefecimento.

O padrão de distribuição da temperatura de madrugada apresenta semelhanças com outro descrito por ALCOFORADO (1992), para a cidade de Lisboa. Segundo esta autora,

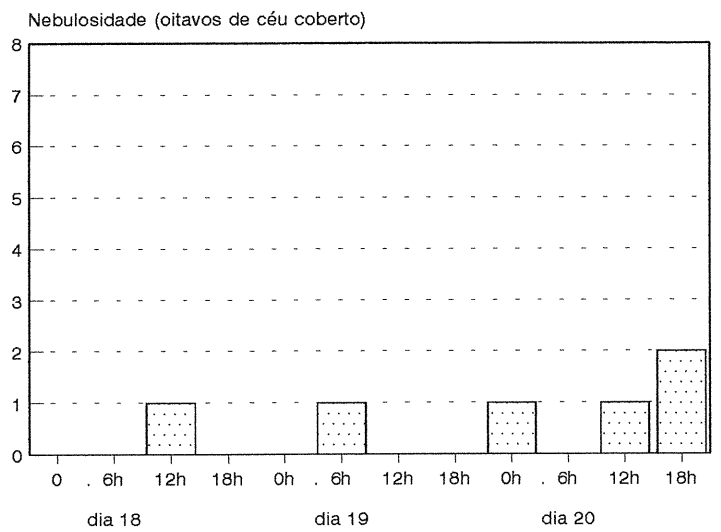
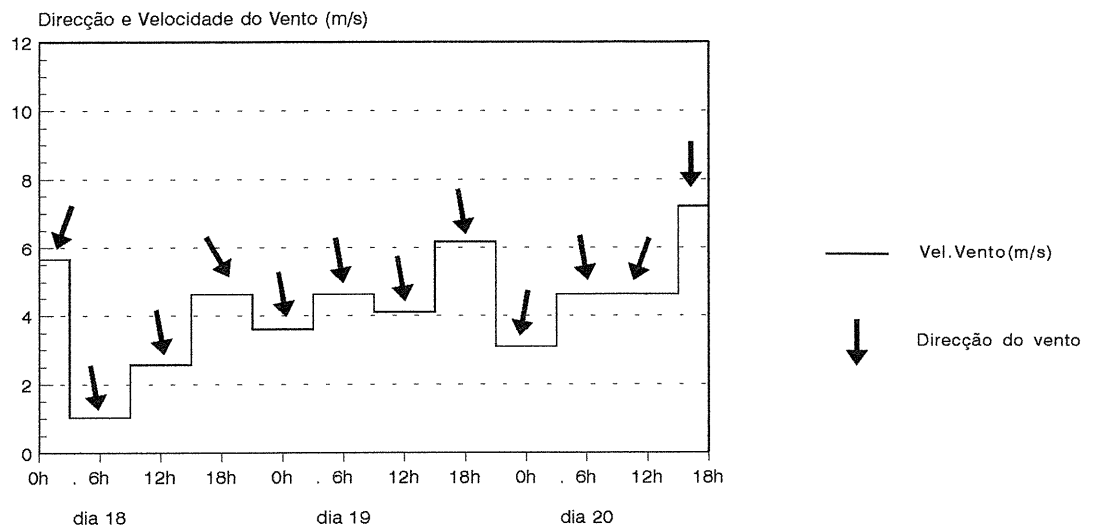
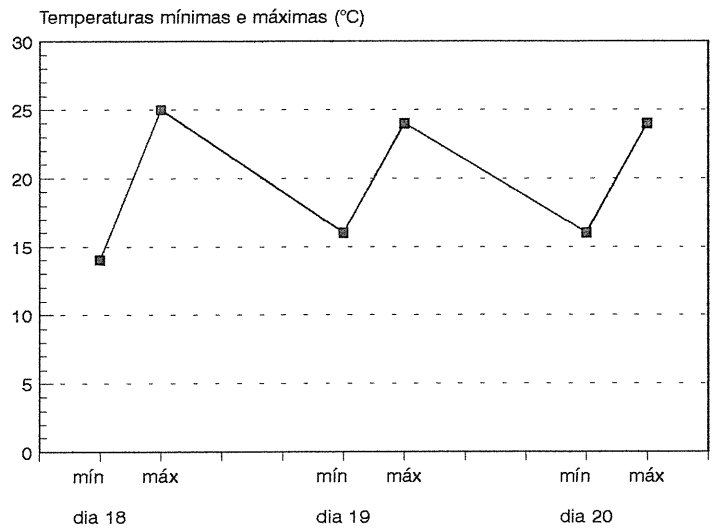


Fig.13 - Observações meteorológicas de superfície em Lisboa nos dias 18, 19 e 20 de Setembro de 1992. Fonte: Boletins Meteorológicos Diários, I.M.

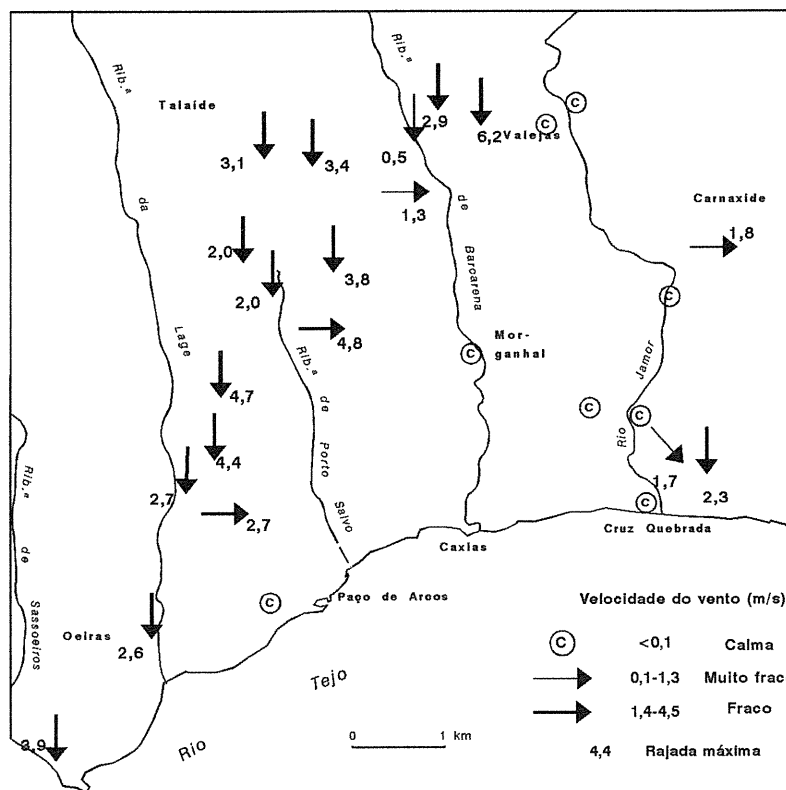
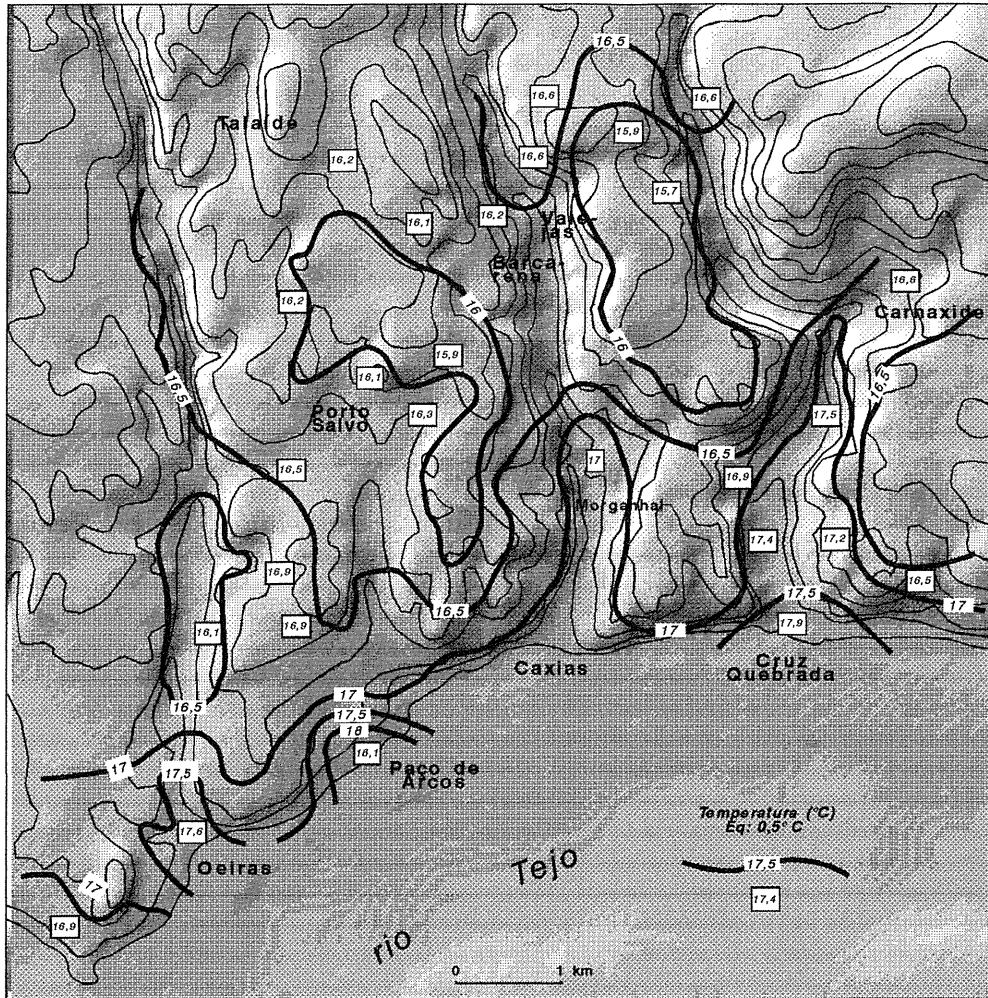


Fig. 14 - Temperatura e vento na madrugada de 19/9/92, na região de Oeiras.

nas noites de Verão, observa-se um aumento de temperatura, em direcção ao centro da cidade. Nas noites de vento forte do quadrante Norte (cerca de 40 %) os bairros a Sul e SE da aglomeração são os que se conservam mais quentes. Há grandes diferenças entre locais próximos, mas as temperaturas mais altas encontram-se nas áreas deprimidas do Centro administrativo de Lisboa (...), sendo o vento fresco de Norte o responsável do maior arrefecimento dos interflúvios (p. 304).

Junto ao cemitério de Oeiras (local 15), em Vila Fria (local 19) e em Leceia (local 25), o vento soprava de Oeste. Estes pontos localizam-se junto a uma ruptura de declive a Sul que o vento tende a contornar, desviando-se para Este (fig. 14).

#### ***Temperatura e vento a meio do dia 19/9/92.***

Em relação à temperatura do meio do dia (fig. 15) é de notar uma maior diferença no gradiente térmico entre topos e fundos de vales, comparativamente com a situação de madrugada, comprovado pelo valor mais elevado do desvio-padrão (1,4°C, enquanto de madrugada foi apenas 0,6°C, quadro XV). Enquanto no Morganhãl (local 11) eram observados 29,2°C, nas áreas envolventes, mais elevadas, a temperatura era mais baixa, chegando a haver diferenças de 4°C (por exemplo, Vila Fria, local 19, com 25,2°C). Na Sr<sup>a</sup> da Rocha (local 4, a 20 m de altitude) a temperatura também era mais alta (27,7°C) do que as áreas circundantes, cerca de 100 m mais elevadas (aqui apenas se possui a referência da temperatura interpolada, que ronda 26°C). O vento muito fraco (0,1 a 0,3 m/s), com rajada de apenas 1,7 m/s (o valor mais baixo de toda a campanha) parece ser o principal responsável pelo aquecimento nos locais topograficamente deprimidos. Junto à Cruz Quebrada (ponto de medição 10) foi igualmente observada temperatura mais alta (27,7°C), sendo aqui o vento também muito fraco (0,1 a 1,3 m/s). Refira-se que, a montante deste local existe uma importante mancha florestal (fig. 3), que actua como obstáculo à progressão do vento de Norte. O mesmo ocorre junto a Oeiras (local 14), onde a barreira é constituída

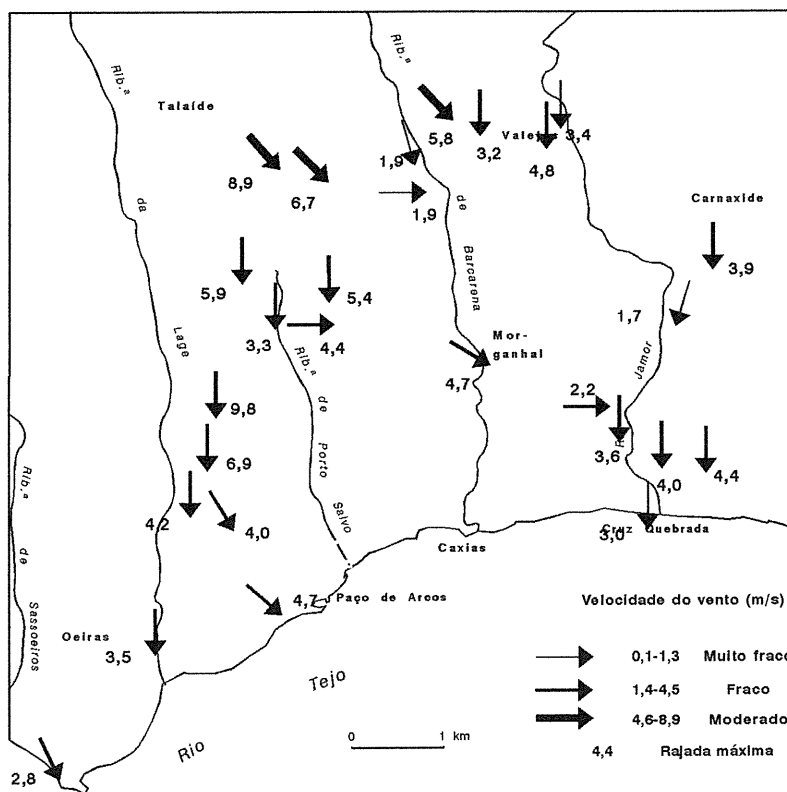
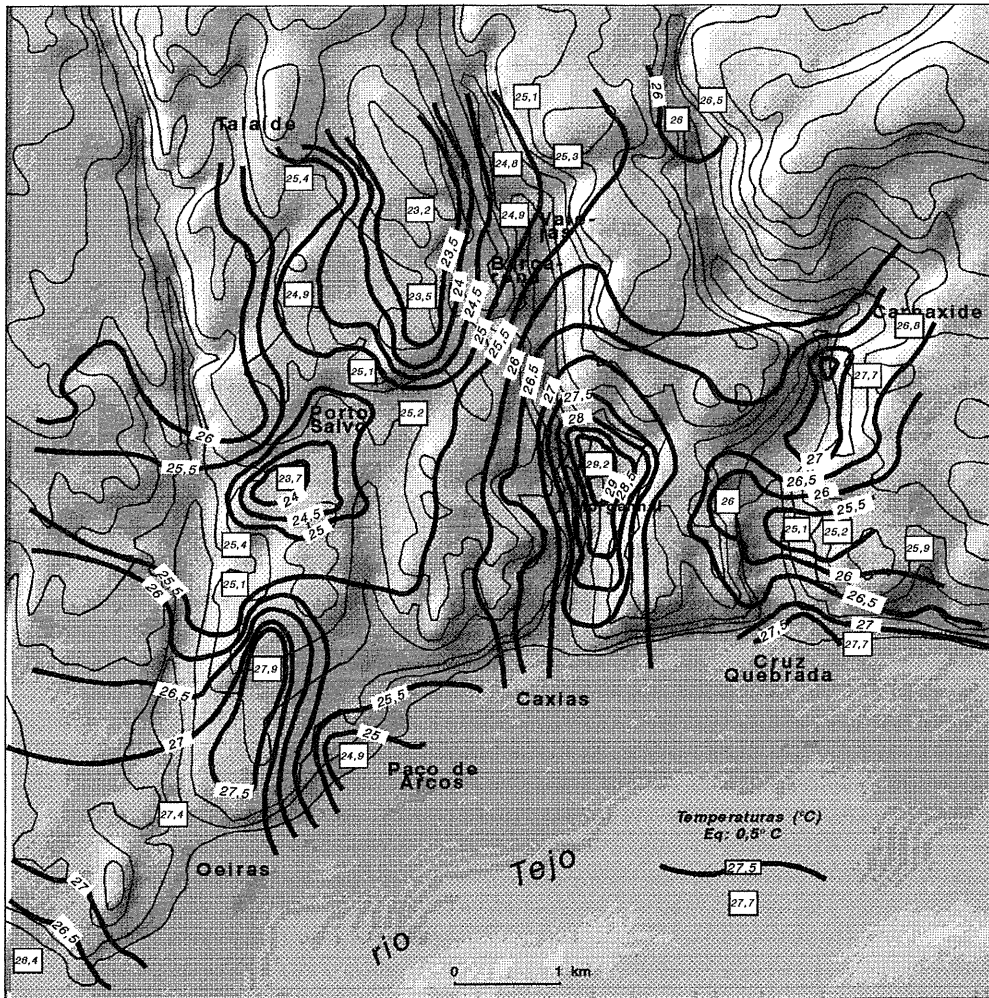


Fig. 15 - Temperatura e vento a meio do dia, em 19/9/92, na região de Oeiras.



pelo núcleo urbano da vila. Segundo ALCOFORADO, (1992), no já citado estudo sobre o clima da região de Lisboa, nos dias de Verão, de vento forte de Norte, não há propriamente um efeito urbano nas temperaturas: a cidade actua como um obstáculo e os locais mais quentes são os que estão abrigados dos ventos de Norte: as áreas ribeirinhas que, por acaso, coincidem, em parte, com o centro da cidade. (p. 304). Os topos mais elevados e desprotegidos do Norte da região de Oeiras (entre as ribeiras da Laje e de Barcarena) permanecem mais frescos (entre 23°C e 25°C).

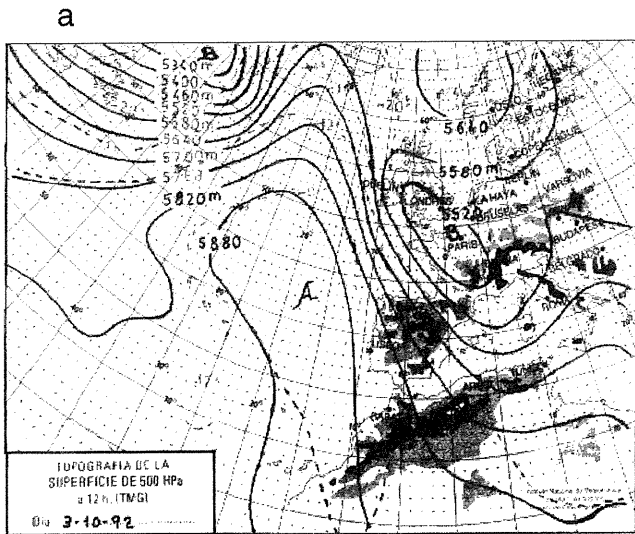
A acção do vento, mais uma vez, parece ser importante na distribuição da temperatura, uma vez que, nesses locais, soprava com maior intensidade (vento moderado de 4,6 a 8,9 m/s). As rajadas máximas observavam-se nesta área, atingindo cerca de 9 m/s no Leião (local 23), ultrapassando mesmo aquele valor junto a Moínhos da Boa Sentença (18), onde a temperatura desceu abaixo de 24°C. Os locais onde o vento Norte sopra com maior intensidade e sobretudo se registam rajadas máximas mais fortes coincidem com as temperaturas mais baixas, o que leva a concluir que existe uma forte relação entre estes dois elementos climáticos.

### ***Situação anticiclónica perturbada (3 de Outubro de 1992)***

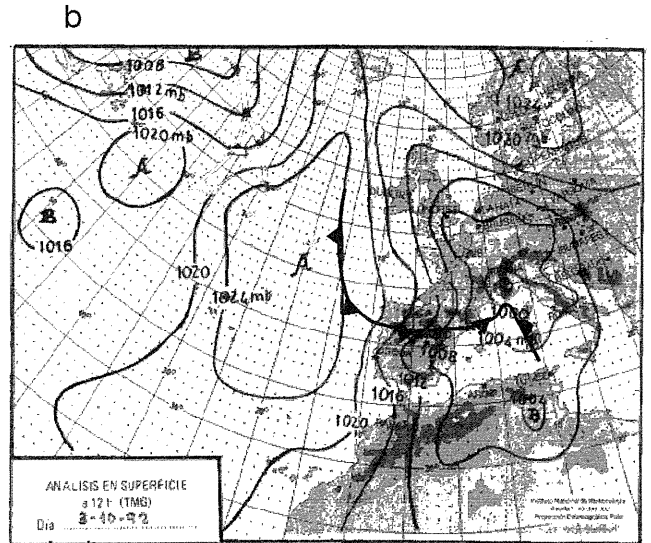
#### ***Panorama sinóptico e massas de ar.***

Conforme se pode observar na fig. 16 a, à altitude de 500 hPa (aproximadamente 5850 m) verifica-se a existência de uma corrente ondulatória em circulação meridiana. Este tipo de circulação é claramente dominante em Portugal, ocorrendo em cerca de 61 % dos dias do ano (RAMOS, 1987, p. 14). No mesmo estudo, a autora determinou que, em média, em Outubro ocorrem 14 dias com este tipo de circulação (Idem p. 16), sendo claramente dominante neste mês. O território português encontrava-se sob a vertente Este da dorsal, originando, no dia 3 de Setembro, um fluxo de Noroeste sobre Lisboa. À superfície (fig. 16 b)

3/10/92



Situação sinóptica à altitude de 500 hPa, às 12 horas.



Situação sinóptica à superfície, às 12 horas.

Fig. 16 - a - Circulação meridiana

b - Anticiclone perturbado por um sistema frontal

O sistema frontal foi marcado tal como vem no boletim português.

Fonte: BOLETIN METEOROLOGICO DIARIO de Espanha.

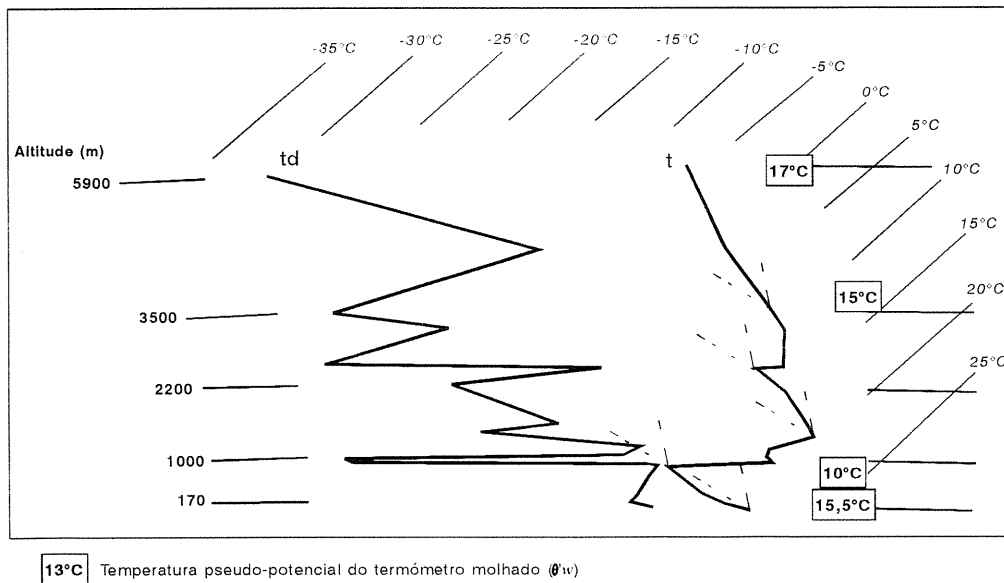


Fig. 17 - Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12h do dia 3/10/92

a circulação era anticiclónica com fluxo de Norte sobre Lisboa, registando-se a passagem de um sistema frontal durante as medições<sup>(2)</sup>.

A sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12 horas, (fig. 17), mostra a instabilidade nos primeiros 150 m de altitude (a curva da temperatura encontra-se à esquerda das duas linhas adiabáticas do tefigrama). A base da camada de ar subsidente, onde se verifica uma forte inversão térmica, encontra-se aproximadamente entre 800 m e 900 m de altitude. A temperatura  $\theta_w$ , que na restante coluna de ar varia entre 15°C e 17°C, baixa nesta camada de ar para 10°C. Os valores da humidade absoluta mostram que se trata de uma massa de ar com um teor relativamente elevado de vapor de água nas baixas camadas (9 a 10 g/kg ar seco).

Todas as características apontadas correspondem às descritas por MOUNIER (1979) para as massas de ar marítimas quentes. "L'air maritime chaud...est responsable,...d'un temps doux aux températures clémentes, supérieures aux normales,..., mais un temps qui peut être quelquefois très nébuleux." (p. 370–371).

### ***Observações de superfície em Lisboa.***

Como se pode observar na figura 18, as amplitudes térmicas diminuíram substancialmente entre o dia 2 e o dia 3 de Outubro de 1992. Este facto deveu-se a um aumento da temperatura mínima (3°C) e a um decréscimo acentuado da máxima (cerca de 6°C) no dia de medições. Ao princípio da noite o vento de Nordeste era fraco (1,5 m/s), aumentando consideravelmente a sua velocidade às 6 horas para 7 m/s. Durante o dia o vento era de Norte, mantendo-se constante. A figura 18 mostra ainda a existência de alguma nebulosidade, que variou entre 3/8 e 5/8 de céu coberto.

---

(2) Mais uma vez, a representação de alguns elementos da situação sinóptica no boletim espanhol é diferente da do boletim português. Como a análise foi feita a partir do boletim publicado pelo I.M., resolveu-se assinalar a frente, tal como aí vem representada (fig. 16 b).

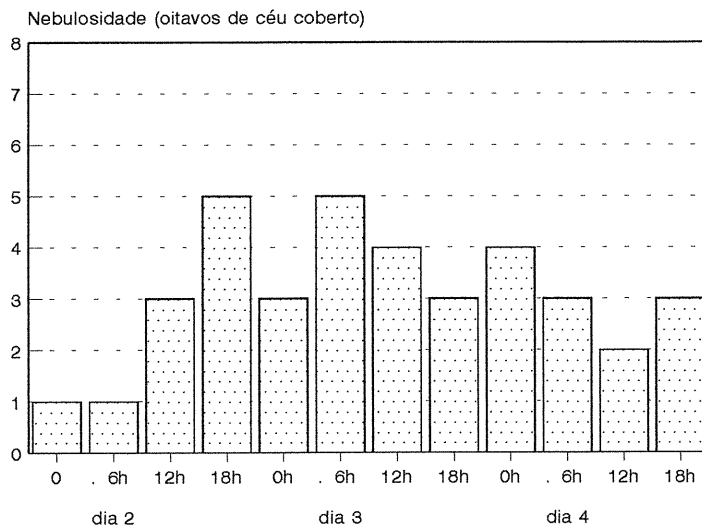
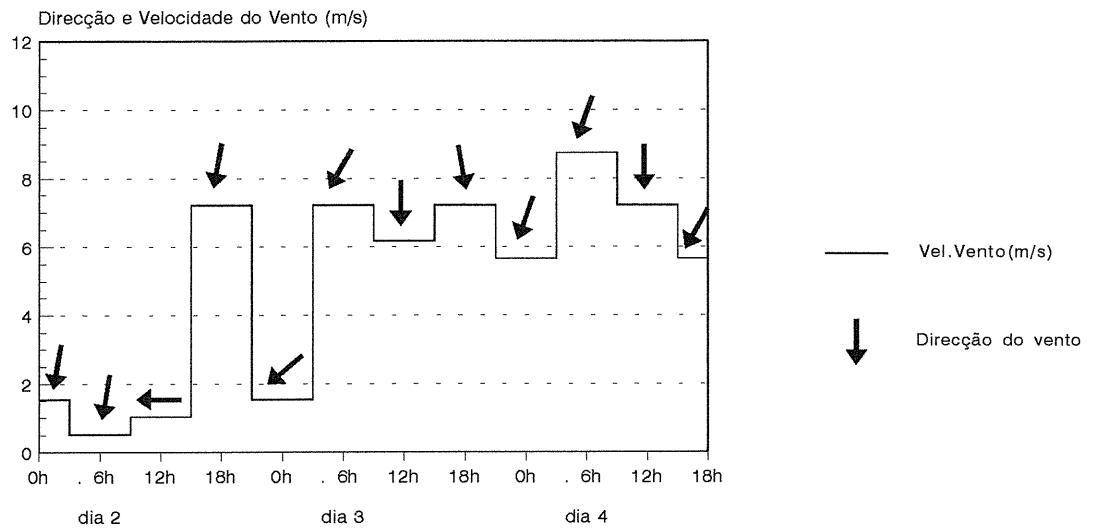
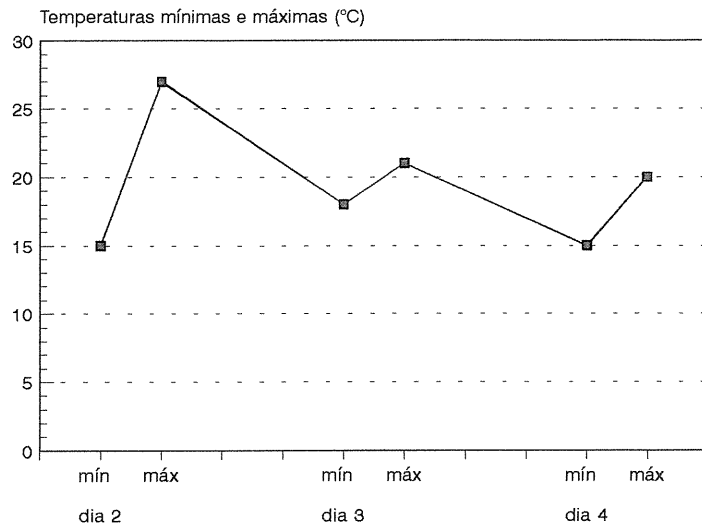


Fig.18-Observações meteorológicas de superfície em Lisboa nos dias 2, 3 e 4 de Outubro 1992. Fonte: Boletins Meteorológicos Diários, I.N.M.G.

### ***Temperatura e vento na madrugada de 3/10/92.***

Os mapas da figura 19 revelam a estreita dependência entre a temperatura e o vento durante a madrugada de 3 de Outubro, tendo sido calculado um coeficiente de correlação de  $-0,64$  (quadro XIV). A temperatura mais elevada (superior a  $18^{\circ}\text{C}$ ) foi observada junto ao rio Tejo e nos fundos dos vales. Estes locais eram os mais abrigados do vento, que soprava de Norte (muito fraco ou fraco) canalizado pelos vales. Mais a Norte o vento era fraco a moderado com rajadas máximas que atingiam  $9\text{ m/s}$ . Nos topos mais desabrigados a temperatura era inferior a  $17^{\circ}\text{C}$ .

O tempo anticiclónico, com a aproximação de uma perturbação frontal, não é propício ao aparecimento de fortes inversões térmicas à superfície durante a madrugada. Pelo contrário, os gradientes térmicos são bastante fracos, verificando-se que os locais menos frios (litoral e fundos de vale) apenas registam temperaturas  $1$  a  $2^{\circ}\text{C}$  superiores às dos locais mais desabrigados e frios (topos do Norte da área). A fraca variabilidade térmica espacial é comprovada pelo desvio-padrão de apenas  $0,5^{\circ}\text{C}$  (quadro XV).

### ***Temperatura e vento a meio do dia 3/10/92.***

A variabilidade térmica foi mais acentuada do que durante a madrugada (desvio-padrão =  $0,8^{\circ}\text{C}$ ), continuando a verificar-se uma correlação significativa entre a temperatura e o vento ( $r = -0,60$ , quadro XIV). A sua velocidade aumentou ligeiramente em relação à madrugada, passando a soprar de Norte e Noroeste. Os mapas da figura 20 mostram que os locais mais quentes se encontram junto ao Tejo, existindo pequenos núcleos aquecidos no Morganhãl (11) com  $24,4^{\circ}\text{C}$ , em Vila Fria (19) com  $24,2^{\circ}\text{C}$  e Oeiras (14) com  $24,1^{\circ}\text{C}$ . Os locais menos quentes (com temperatura inferior a  $22,5^{\circ}\text{C}$ ) eram, mais uma vez, os topos do Norte da região. A estes juntavam-se os pontos de medição 16 e 17 (Cruz do cemitério de Oeiras e Cacilhas), localizados na vertente Este do vale da Laje,

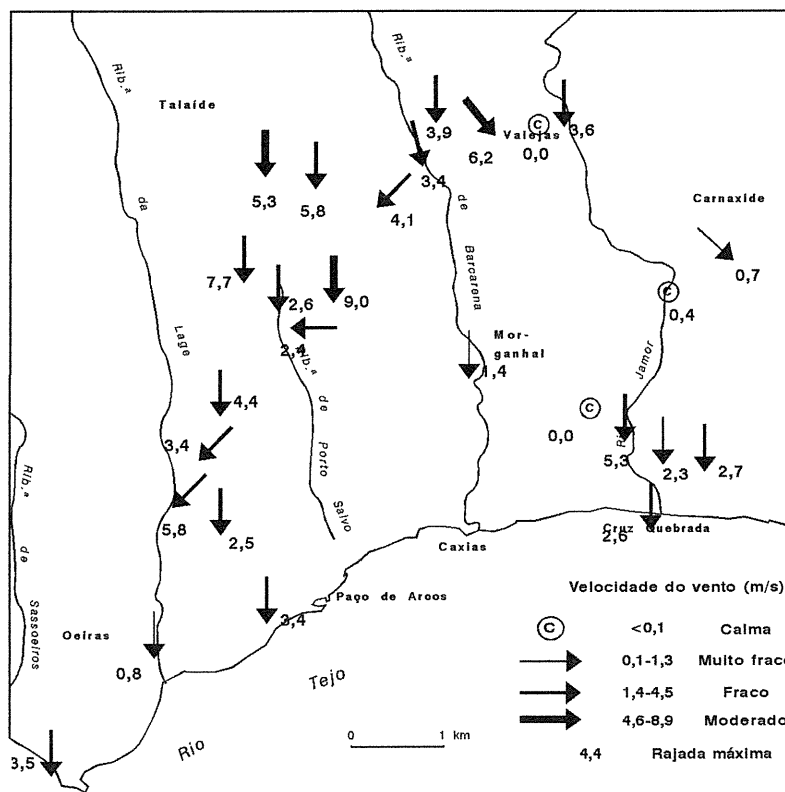
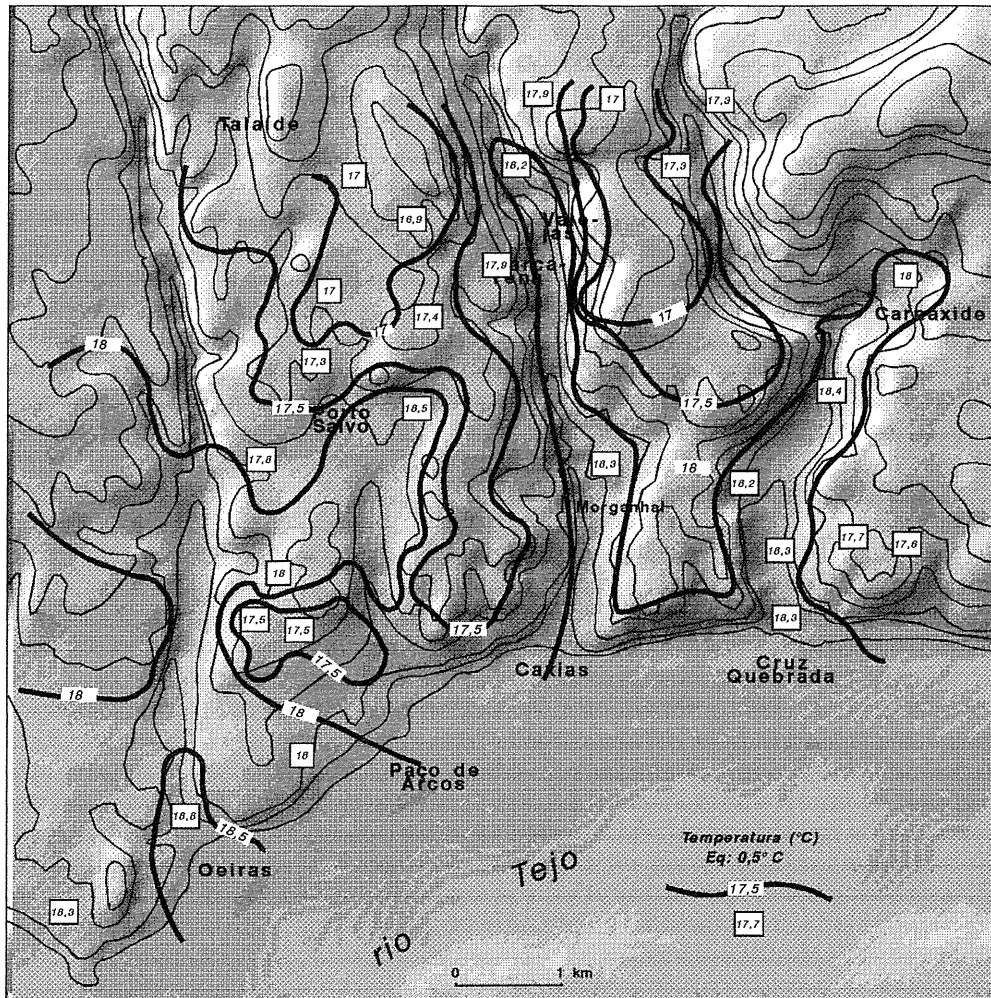


Fig. 19 - Temperatura e vento na madrugada de 3/10/92, na região de Oeiras.

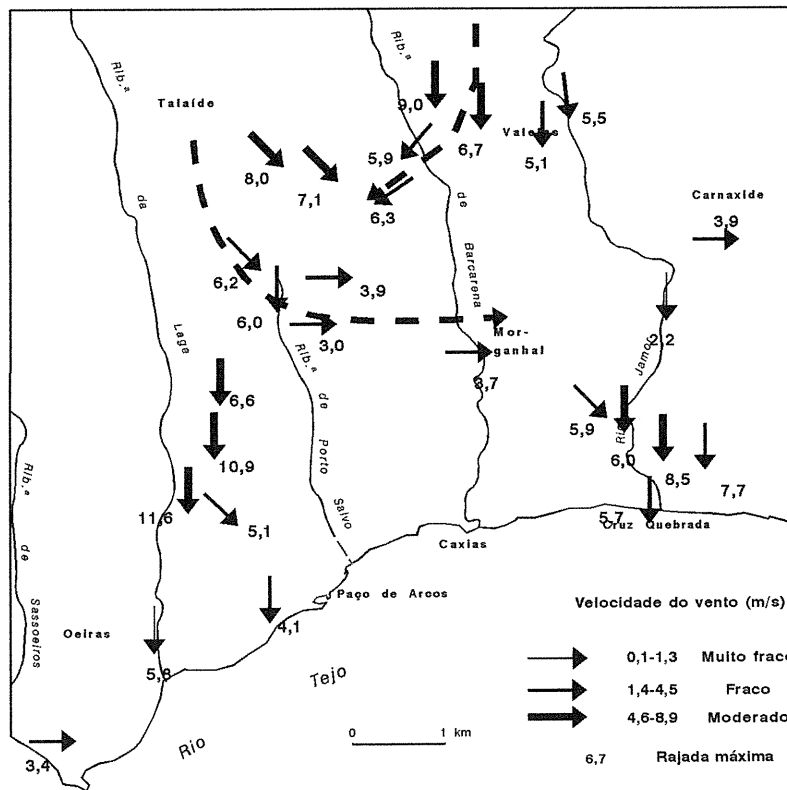
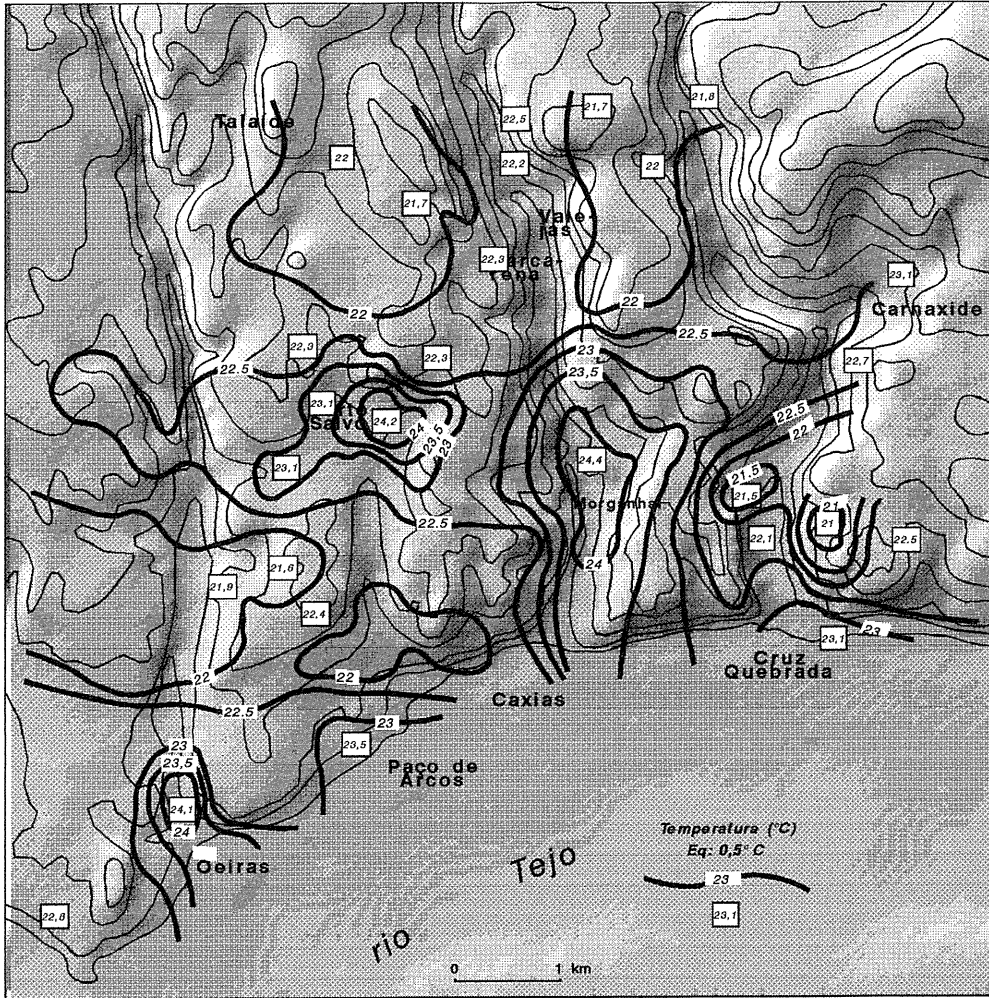


Fig. 20 - Temperatura e vento a meio do dia, em 3/10/92, na região de Oeiras.

espaço mais aberto e desprotegido (foram observadas rajadas que atingiram 11,6 m/s) e o Estádio Nacional com temperatura inferior à média calculada em toda a região (22,5°, quadro XV).

Dois vales próximos (Barcarena e Jamor) apresentavam comportamentos térmicos distintos: no primeiro, junto a Morgenthal (11), a temperatura era superior a 24°C, enquanto no Estádio Nacional, a temperatura era mais baixa (cerca de 21°C), constituindo um núcleo arrefecido. O vento e a diferente ocupação do solo (espaço aberto no Morgenthal e mata no Estádio) poderão justificar a desigualdade térmica entre os dois vales. Como refere GEIGER (1980), há um comportamento térmico diferenciado quer se trate de um povoamento vegetal denso ou esparso. A meio do dia a radiação não consegue uma penetração apreciável no povoamento vegetal denso, mantendo-se por isso o espaço dos fustes fresco e húmido, em contraposição com o calor da zona das crutas. Esta explicação, sobretudo válida para o Verão, altura em que o balanço diurno da radiação é fortemente positivo, parece aceitável para o princípio do mês de Outubro. Nesse caso, a mata do Estádio Nacional apresentar-se-ia um pouco mais arrefecida do que o vale da ribeira de Barcarena já que este, desprovido de vegetação e com fraca ventilação, recebe uma quantidade de energia radiativa muito maior, aquecendo mais a atmosfera junto ao solo. No entanto, não se exclui a hipótese da localização dos pontos de medição influenciarem o padrão de distribuição da temperatura: no Estádio Nacional as medições não eram efectuadas dentro do povoamento vegetal, mas sim alguns metros afastado das árvores mais próximas, onde a ventilação pode provocar um ligeiro abaixamento da temperatura.

O vento de Norte é conduzido, em certos locais, pela topografia. Ao soprar com maior intensidade pode sofrer um desvio para Este, nomeadamente em Vila Fria (19 e 20) e em Carnaxide (local 5), facto que já havia sido referido durante a análise da campanha de 19 de Setembro. Ao rodar diminui de velocidade embora possa ainda percorrer distâncias consideráveis, explicando-se assim a direcção W-E do vento no Morgenthal (11), que se encontra num vale de orientação Norte-Sul (fig. 20). Em Leceia e Barcarena (25 e 26) o



vento, pelo contrário, sofre um desvio para Sudoeste, devido à forma do relevo a montante (fig. 20).

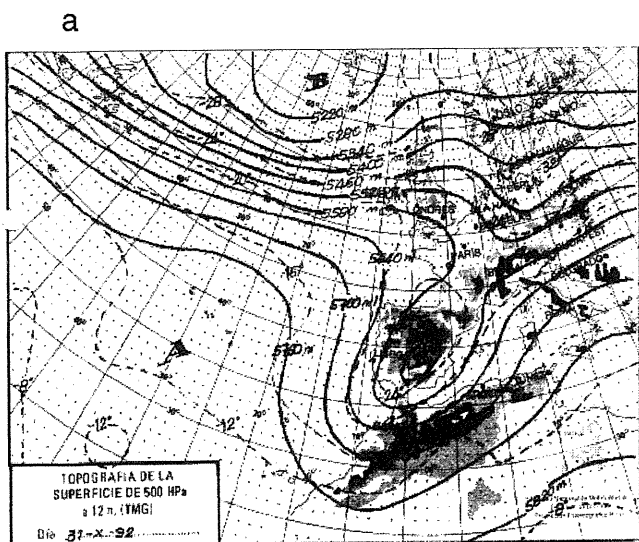
### ***Situação de margem anticiclónica (31 de Outubro de 1992)***

#### ***Panorama sinóptico e massas de ar.***

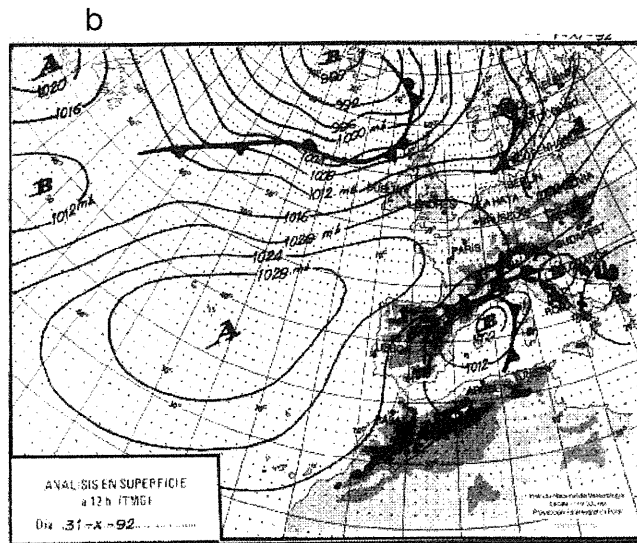
A circulação em altitude no dia 31 de Outubro de 1992 era marcada pelo início de um bloqueio (que ocorre cerca de 7 dias em média durante o mês de Outubro, segundo RAMOS, 1987, p. 15), individualizando uma gota de ar frio (fig. 21 a). VENTURA (1987), refere que as gotas frias são colunas ciclónicas normalmente em circulação de bloqueio, resultantes da advecção de ar frio polar ou ártico e que se marcam aos 500 mb por uma ou mais isoípsas e isotérmicas concêntricas (p.39–40). Lisboa localiza-se sob o sector ocidental da gota, verificando-se que à superfície um anticiclone penetra em cunha sobre o Golfo da Biscaia (fig. 21 b). Esta situação de margem anticiclónica (Lisboa às 12 horas registava uma pressão de 1020,9 hPa) originava um fluxo de Norte sobre a região em estudo.

Segundo MOUNIER, 1979 (p. 365 e 366), as massas de ar polar marítimas são caracterizadas por temperaturas  $\theta'w$  entre 8° e 12°C durante o Inverno, nos níveis isobáricos mais baixos. Resultam de uma transformação profunda das massas de ar frio de origem ártica que se formam sobre o Norte do continente americano e Atlântico Norte. Por vezes, em circulação mais meridiana, podem conservar propriedades térmicas características das massas árticas, com temperatura  $\theta'w$  inferior a 8°C. O mesmo autor refere ainda que as massas de ar polar marítimas, ao atravessarem o Atlântico, aquecem pela base (por transferência de calor do oceano para a atmosfera, sendo portanto convectivas) e humidificam, apresentando condições de instabilidade.

A sondagem aerológica sobre Lisboa mostra uma massa de ar relativamente húmida (5 a 6 g/kg ar seco nas baixas camadas da atmosfera) e instável (a curva da temperatura



Situação sinóptica à altitude de 500 hPa, às 12 h.



Situação sinóptica à superfície, às 12 horas.

Fig. 21 - a - Início de bloqueio, com gota de ar frio.  
 b - Situação de margem anticiclónica sobre a Península Ibérica.

Fonte: BOLETIN METEOROLOGICO DIARIO de Espanha.

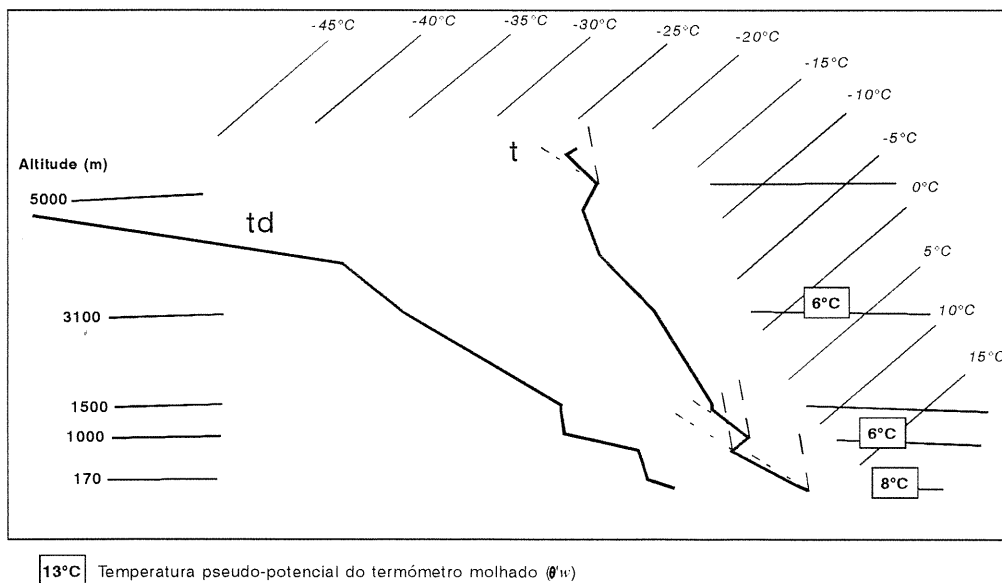


Fig. 22 - Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12h do dia 31/10/92

encontra-se à esquerda das duas adiabáticas até 700 m de altitude (fig. 22). A temperatura  $\theta_w$  varia entre 6°C e 8°C, sendo por, conseguinte, uma massa de ar frio.

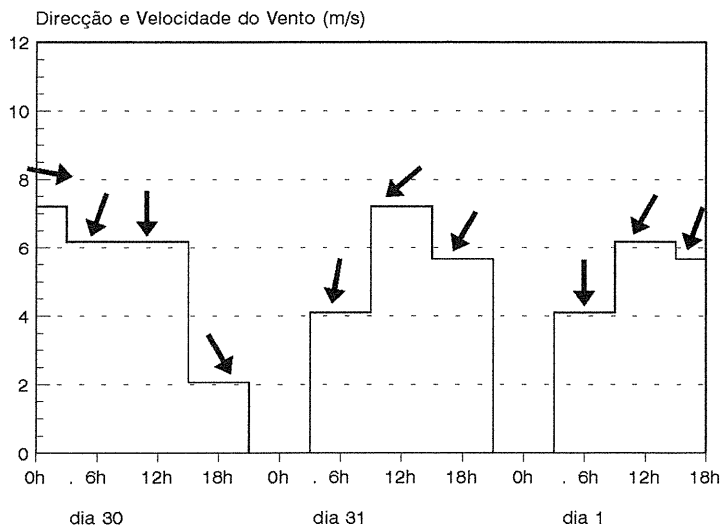
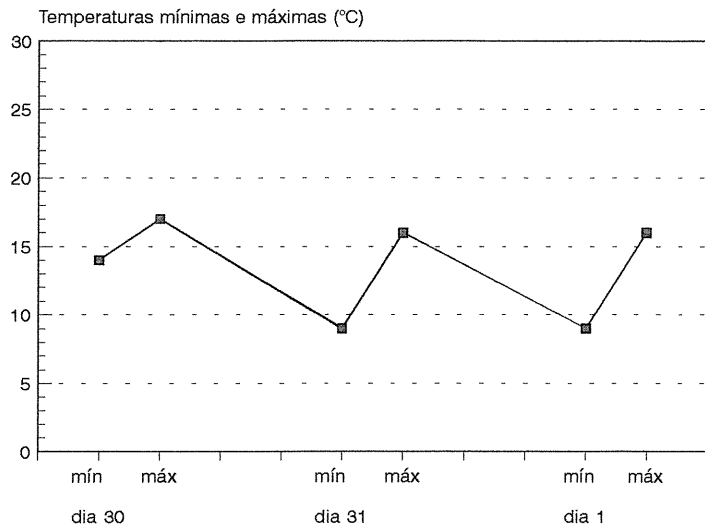
### ***Observações de superfície em Lisboa.***

A temperatura baixou (sobretudo as mínimas) de 30 para 31 de Outubro (fig. 23), tendo-se registado uma temperatura mínima de 10°C e uma máxima de 16°C. O vento de Norte soprava com uma velocidade de 4 m/s durante a madrugada, rodando para Nordeste às 12 horas, atingindo 7 m/s. A nebulosidade que, no início do dia 30 de Outubro era elevada (6/8 de céu coberto), passou a fraca ou mesmo nula, durante o dia das campanhas de medição.

### ***Temperatura e vento na madrugada de 31/10/92.***

Como se pode constatar no mapa da distribuição da temperatura de madrugada (fig. 24), o fundo do vale da ribeira de Barcarena, junto ao Morganhal (local 11), era o único local que registava a acumulação do ar frio. Havia calma atmosférica, por vezes interrompida por uma pequena aragem, que atingia, no máximo, 0,6 m/s.

O desvio-padrão da temperatura observada na região de Oeiras durante a madrugada (0,7°C, quadro XV), mostra uma forte variação térmica espacial. Esta variabilidade aparente, é o reflexo da diferença de temperatura entre o Morganhal (6,9°C) e as áreas de topo envolventes com temperatura superior a 9°C. Em Vila Fria (local 19), onde não havia vento, a temperatura ultrapassava 10°C (0,7°C acima da média da região, quadro XV). Conclui-se, portanto, que o vento é um factor que teve pouca importância na explicação do padrão de distribuição da temperatura durante esta madrugada. A confirmar este facto o



— Vel. Vento (m/s)  
 ↓ Direcção do vento

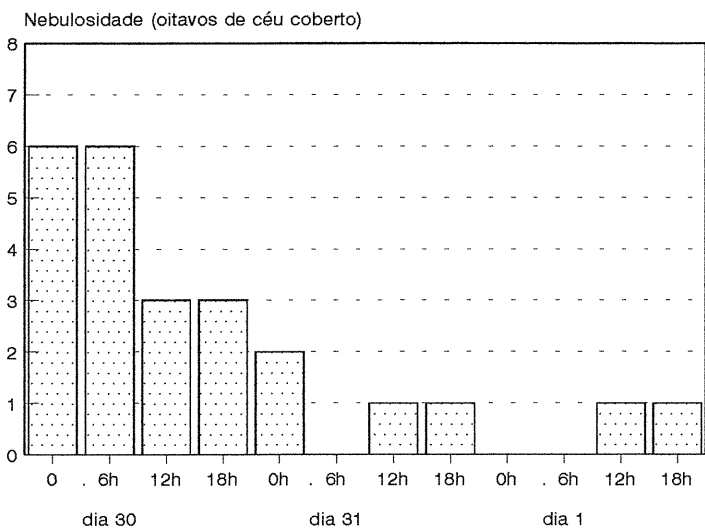


Fig.23 - Observações meteorológicas de superfície em Lisboa nos dias 30 e 31 de Outubro e 1 de Novembro de 1992. Fonte: Boletins Meteorológicos Diários, I.N.M.G.



valor sem significado estatístico (+0,13) do coeficiente de correlação entre a temperatura e o vento (quadro XIV).

Para Oeste da ribeira de Barcarena a variabilidade térmica é muito fraca, verificando-se apenas alguns núcleos menos frios (com temperatura superior a 10°C), em Vila Fria, na parte Norte de Oeiras junto ao cemitério (local 15) e ainda junto ao litoral. Poder-se-ão considerar dois factores para justificar a temperatura ligeiramente mais elevada nas áreas ribeirinhas: em primeiro lugar a proximidade do rio Tejo que, nesta altura do ano, atenua os contrastes térmicos, actuando como amenizador do clima local, em segundo a faixa urbana que constituiu uma barreira à progressão do vento de Norte. Observando o mapas dos ventos da fig. 24, verificamos que as áreas mais desprotegidas, a Norte, têm geralmente um vento mais forte do que junto ao litoral, onde se registam valores muito fracos ou calma. A Este da ribeira de Barcarena o núcleo urbano de Carnaxide era o local menos frio de toda a área (10,3°C).

Os fundos dos vales da ribeira da Laje e do rio Jamor apresentavam temperaturas ligeiramente inferiores à média das observações (9,4°C). O vento muito fraco e a calma atmosférica que se fazia sentir sobretudo nas áreas mais deprimidas, contribuíram para a ténue acumulação de ar frio nos fundos de vale.

#### ***Temperatura e vento a meio do dia 31/10/92.***

Como seria de esperar, a distribuição da temperatura a meio do dia é bastante diferente da madrugada. O vento volta a ser um factor explicativo com um peso importante no padrão de distribuição, comprovado pelo coeficiente de correlação (-0,63, quadro XIV). Os mapas da figura 25 mostram que os locais mais frescos, com temperaturas inferiores à média de 16,4°C, são aqueles onde o vento sopra com maior intensidade, em muitos casos moderado (4,6 a 8,9 m/s). Os topos do Norte da área e a parte vestibular do vale do Jamor encontram-se igualmente nesta situação. Onde o vento é muito fraco ou existe calma

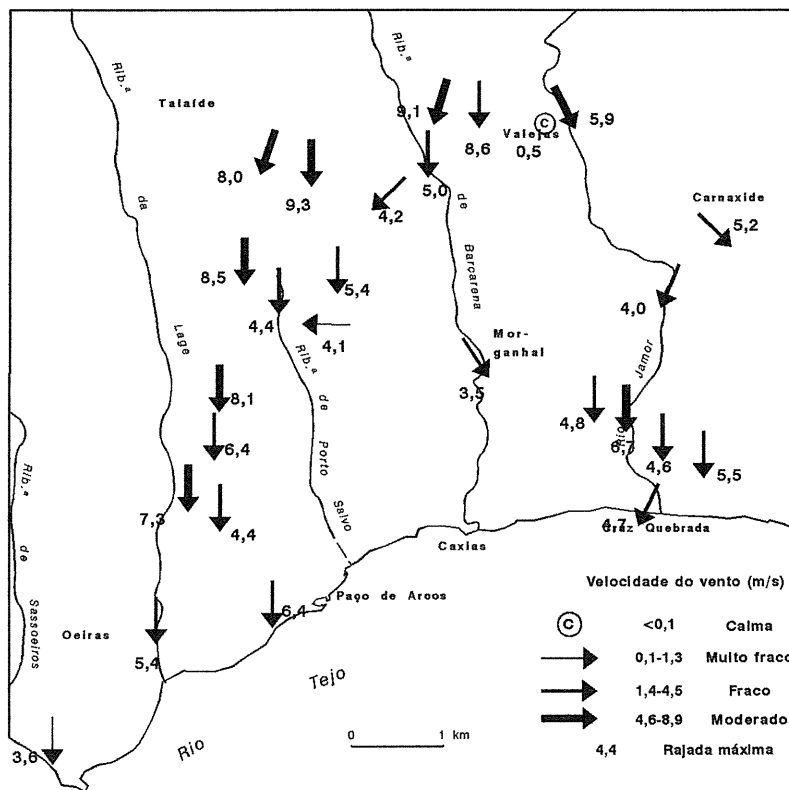
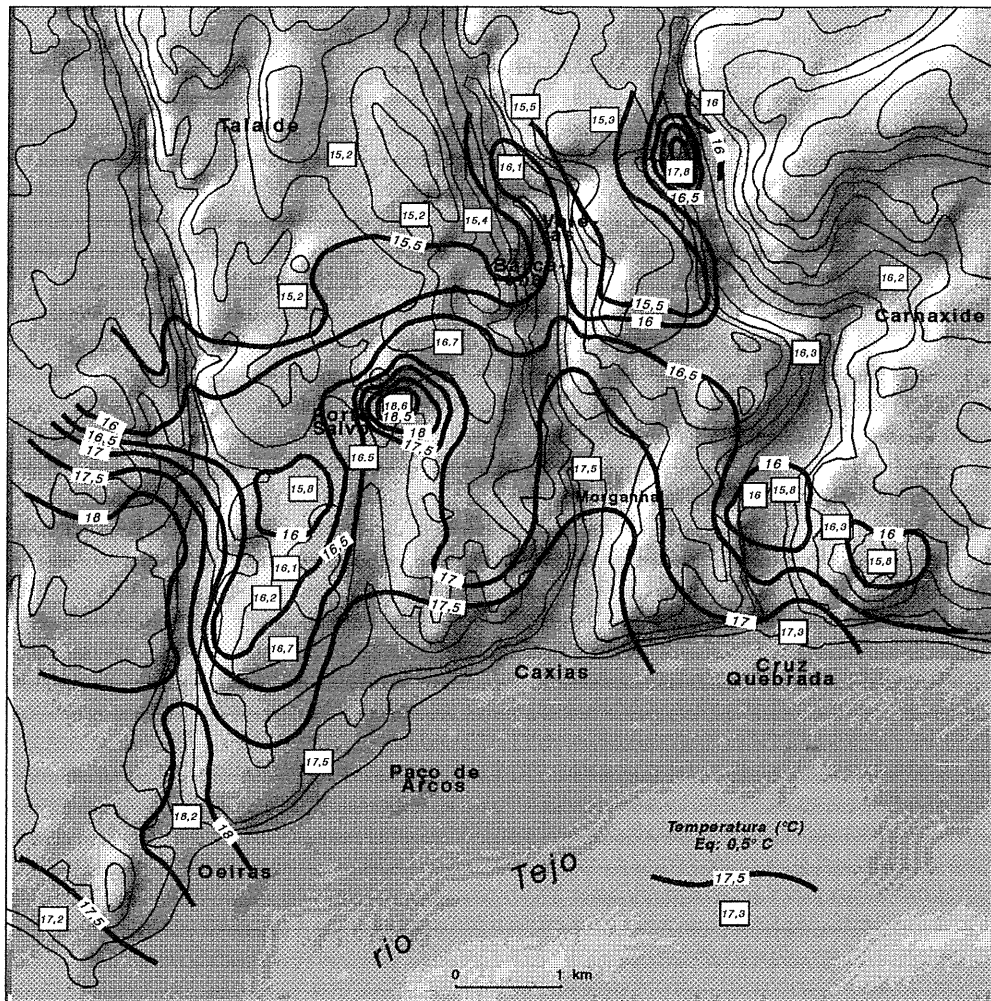


Fig. 25 - Temperatura e vento a meio do dia, em 31/10/92, na região de Oeiras.

atmosférica (características das áreas abrigadas), a temperatura é mais elevada, formando-se núcleos mais aquecidos.

Concluindo, poder-se-á afirmar que, com a invasão de ar frio de Norte, o vento é, mais uma vez, um dos principais factores condicionantes no padrão de distribuição da temperatura. Onde sopra com maior intensidade a temperatura é mais baixa, onde existem condições de maior abrigo há a tendência para se formarem núcleos de calor.

### ***Situação influenciada pelo anticiclone ibero-africano (21 de Novembro de 1992)***

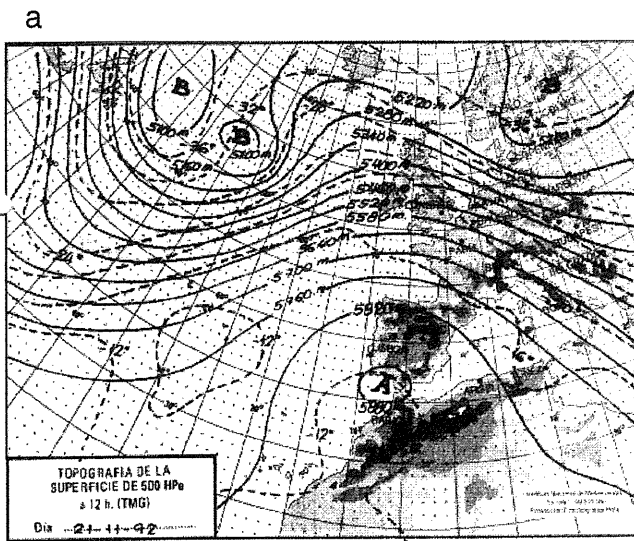
#### ***Panorama sinóptico e massas de ar.***

Às 12 horas do dia 21 de Novembro a situação sinóptica em altitude era caracterizada pela existência de uma corrente zonal entre o Golfo da Gasconha e o Norte das Ilhas Britânicas, enquanto uma crista anticiclónica penetrava sobre a Península Ibérica (fig. 26 a). À superfície, um vasto anticiclone estendia-se desde a Península até ao Norte de África determinando, em Lisboa, a ocorrência de fluxo de Este (fig. 26 b). Segundo RAMOS (1987), esta situação em que o anticiclone ibero-africano é encimado por uma dorsal Norte/Sul sobre a Europa Ocidental, origina o afluxo de massas de ar, provenientes do Norte de África até à Península Ibérica (p. 32-33).

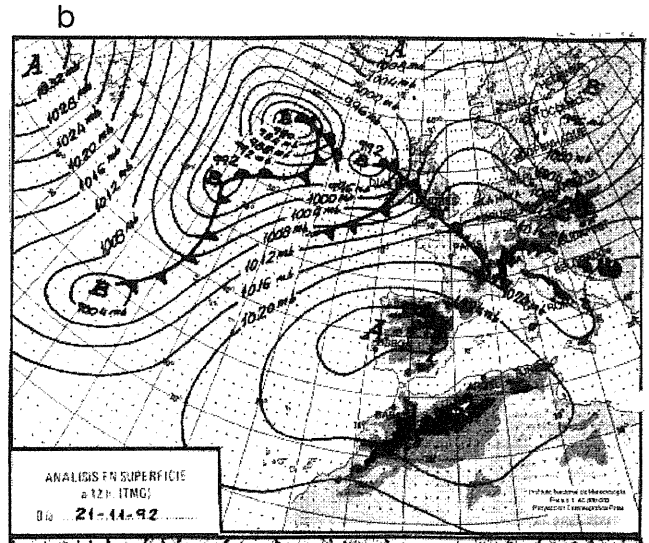
A sondagem aerológica (fig. 27) mostra nitidamente a estrutura anticiclónica da coluna de ar sobre Lisboa e uma forte inversão térmica entre 300 e 1200 m de altitude. A estabilidade absoluta imperava nesta camada de ar, que possuía uma temperatura  $\theta^w$  entre 7°C à superfície e 14°C em altitude. Abaixo dos 200 m, a humidade relativa era elevada (cerca de 90%) e a atmosfera continha 6 a 7 g de vapor de água por kg de ar seco. Trata-se, portanto, de uma massa de ar bastante heterogénea, arrefecida e instável junto ao solo e mais quente e bastante mais estável em altitude. A forte inversão térmica poderá indicar que a massa de ar, originalmente mais aquecida (a fig. 26 a mostra a penetração do



21/11/92



Situação sinóptica à altitude de 500 hPa, às 12 horas.



Situação sinóptica à superfície, às 12 horas.

Fig. 26 - a - Fluxo zonal rápido com tendência para formação de uma dorsal.

b - Anticiclone lbero-africano.

Fonte: BOLETIN METEOROLOGICO DIARIO de Espanha.

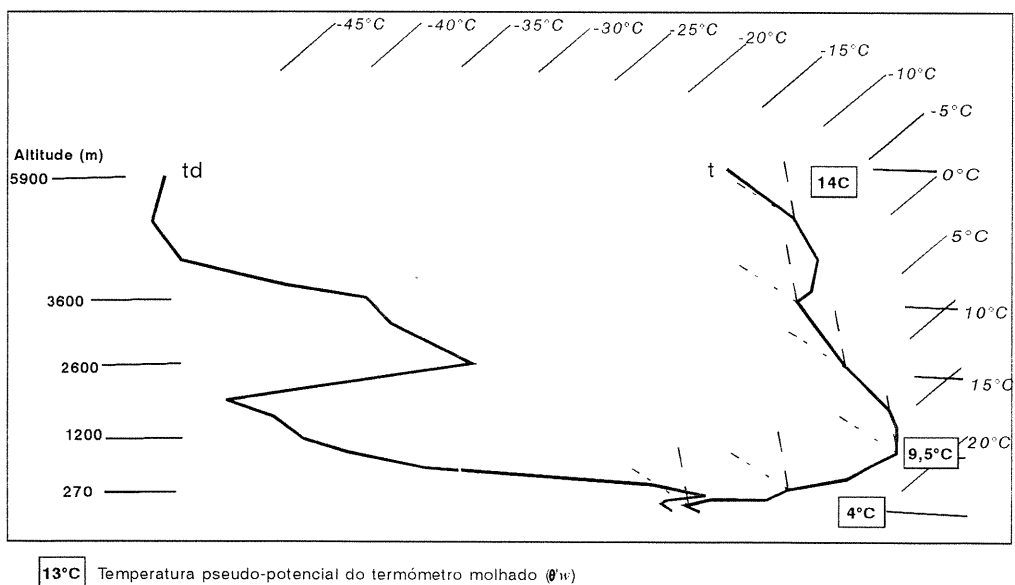


Fig. 27 - Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12h do dia 21/11/92

ar quente) deverá ter sofrido um arrefecimento durante o seu trajecto oceânico ao entrar em contacto com as águas progressivamente mais frias.

### ***Observações de superfície em Lisboa.***

A temperatura à superfície em Lisboa oscilou entre 9°C (mínima) e 16°C (máxima), no dia 21 de Novembro (fig. 28). O vento, sempre fraco não ultrapassou 2 m/s, soprando de Norte ao princípio da noite rodando para Este ao meio-dia. Às 6 horas a calma era absoluta nesta estação. A nebulosidade (inexistente durante a madrugada), passou a ser observada a partir das 12 horas, altura em que se registaram 4/8 de céu coberto.

### ***Temperatura e vento na madrugada de 21/11/92.***

O padrão de distribuição da temperatura durante a madrugada de 21 de Novembro (fig. 29) é típico das noites de arrefecimento radiativo. Durante as noites anticiclónicas, frias e calmas, o ar mais arrefecido tende a descer as vertentes por força da gravidade, acumulando-se nos fundos de vales e bacias, formando lagos de ar frio (este assunto será tema desenvolvido no capítulo VI). NAKAMURA (1989) refere que, para que ocorra acumulação de ar frio nas áreas deprimidas, o vento deverá ser inferior a 4 m/s ao nível dos 1000 mb e metade daquele valor a cerca dos 800 mb (aproximadamente 2000 m de altitude).

A maior parte das condições para a formação de lagos de ar frio verificou-se durante a madrugada de 21 de Novembro, à excepção da humidade relativa elevada nas camadas mais baixas da atmosfera (superior a 90 %). No entanto, como se viu, a quantidade de vapor de água na atmosfera não ultrapassava 7 g por kg de ar seco. No dia 21 de Novembro o vento era muito fraco de Nordeste (fig. 29) e, em certos locais, onde era canalizado soprava

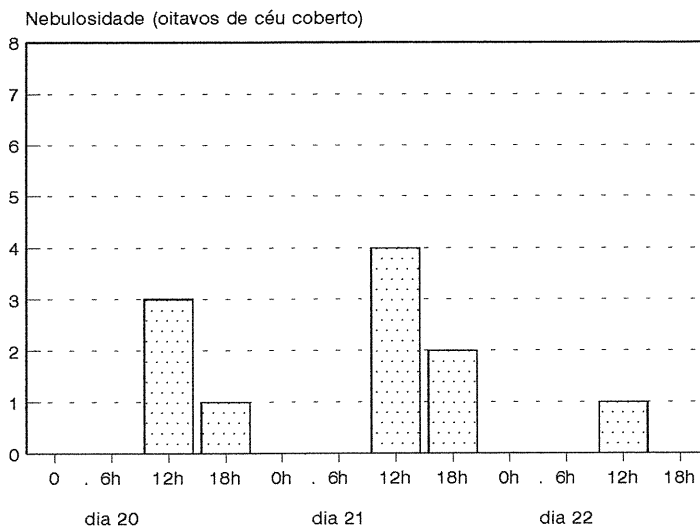
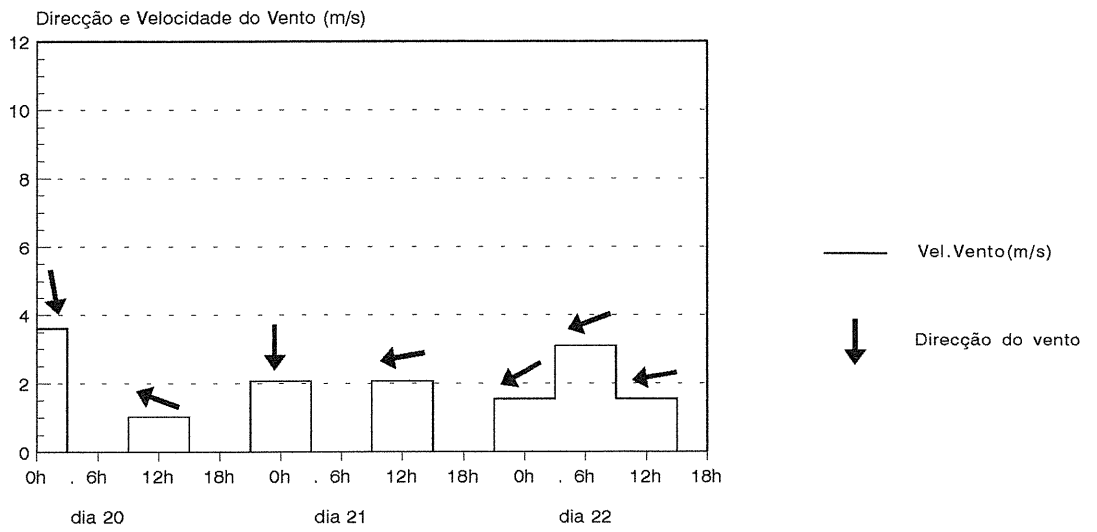
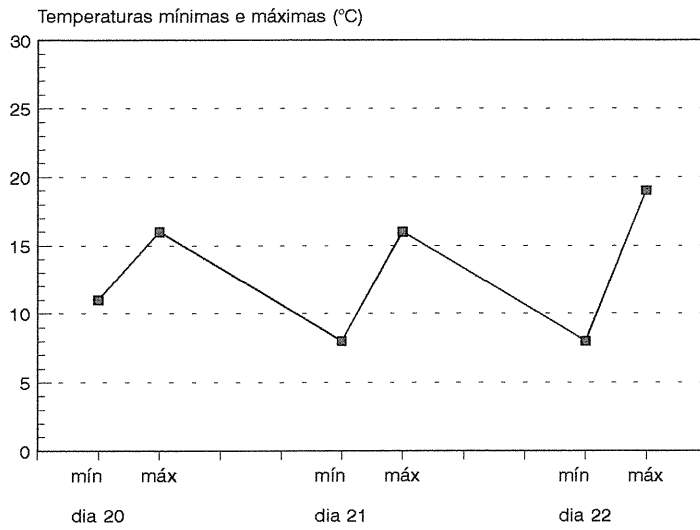


Fig.28 - Observações meteorológicas de superfície em Lisboa nos dias 20, 21 e 22 de Novembro de 1992. Fonte: Boletins Meteorológicos Diários, I.N.M.G.

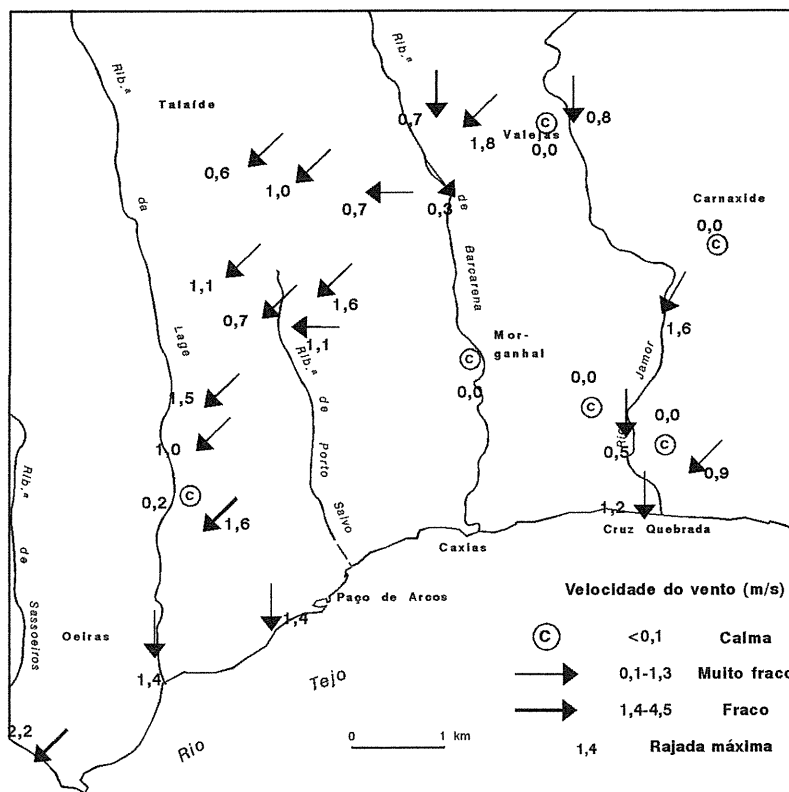
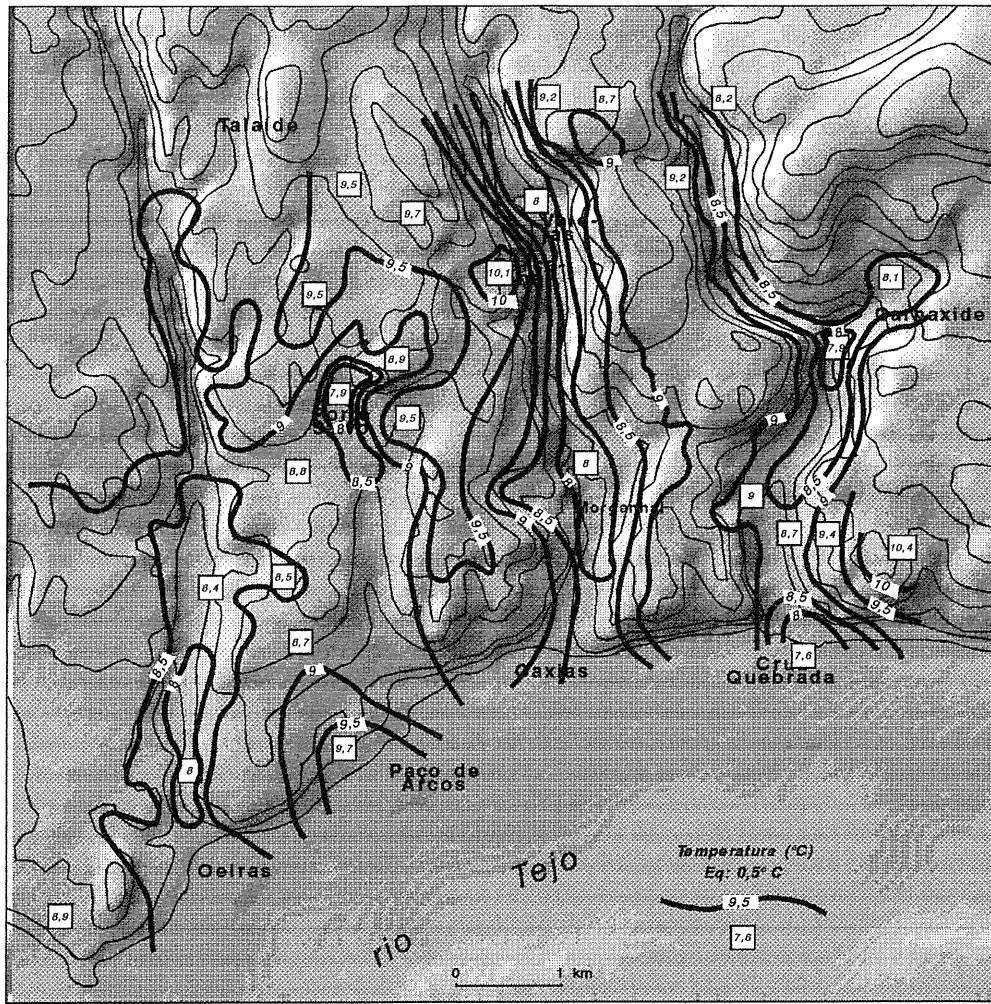


Fig. 29 - Temperatura e vento na madrugada de 21/11/92, na região de Oeiras.

de Norte. A temperatura mais baixa rondava 8°C e era observada nos locais topograficamente deprimidos, exceptuando-se a parte terminal do vale do Jamor, que apresentava temperatura ligeiramente mais elevada (8,7°C). Nas áreas mais desabrigadas do Jamor, como por exemplo na Cruz Quebrada (10), sensivelmente à mesma altitude e posição topográfica, a temperatura era 1,1°C mais baixa do que a observação efectuada dentro da mata. Segundo YOSHINO (1977), durante a noite o arrefecimento da superfície da floresta provocado pela radiação em grandes comprimentos de onda é atenuada pela copa das árvores e a temperatura do ar, acima do solo, permanece mais elevada do que fora da floresta (p. 127).

A meia-vertente individualiza-se, em certos locais, uma cintura térmica, caracterizada pela temperatura mais elevada do que nos fundos de vale e nos topos (este tema será igualmente desenvolvido no capítulo VI). Um exemplo ilustrativo pode ser observado junto a Barcarena, no Norte da área: enquanto os interflúvios (24) e o fundo do vale (26) se encontravam mais arrefecidos (respectivamente com 9,7°C e 8°C) a meia-vertente, em Leceia (25), a temperatura era mais elevada (10,1°C).

Se traçarmos um perfil imaginário entre os pontos de medição na vertente Este do vale do Jamor, junto à sua parte vestibular (locais 6, 8 e 9), verificamos que não há a formação de cintura térmica. Este facto deve-se à cobertura vegetal densa que ocupa toda a vertente (fig. 3), impedindo a drenagem do ar frio, e conseqüentemente a formação de cinturas térmicas.

Todo este conjunto de fenómenos climáticos à escala local são indutores da variabilidade térmica espacial de madrugada, comprovada pelo desvio-padrão (0,7°C, quadro XV).

### ***Temperatura e vento a meio do dia 21/11/92.***

A meio do dia a distribuição da temperatura (fig. 30) é bastante diferente da de madrugada. O vento soprava fraco de Nordeste e Este, arrefecendo os topos mais elevados do Norte da área, onde se observavam temperaturas inferiores à média (19,6°C, quadro XV). Os fundos de vale, mais abrigados, registavam valores superiores à média da região, atingindo 21,2°C no Morgenthal (neste local a calma era absoluta) e 22,2°C em Oeiras. O vento de Este sofreu uma rotação neste local, soprando de Sul com muito fraca intensidade (a rajada máxima registada não ultrapassou 1 m/s). O vale do Jamor junto à mata do Estádio Nacional encontrava-se menos aquecido, com temperaturas inferiores a 19°C. Mais uma vez o vento é um factor importante para explicar esse padrão, embora a sua influência não seja tão nítida como em outras situações diurnas (coeficiente de correlação de -0,49, quadro XIV).

### ***Situação perturbada de Sudoeste (19 de Dezembro de 1992)***

#### ***Panorama sinóptico e massas de ar.***

A circulação em altitude (o nível isobárico de 500 hPa situava-se aproximadamente a 5600 m) era meridiana, com tendência para a formação de uma gota de ar frio (fig. 31 a). Lisboa encontrava-se sob a vertente Este do vale planetário sofrendo a influência do fluxo de Sudoeste. Segundo RAMOS (1987) o mês de Dezembro possui, em média, 7 dias onde impera este tipo de circulação. A passagem de uma frente com trajectória de Oeste (fig. 31 b) sobre Lisboa não coincidiu com as campanhas de medição (ao contrário do que sugerem os mapas sinópticos), já que existia calma atmosférica durante a madrugada e ao meio do dia.

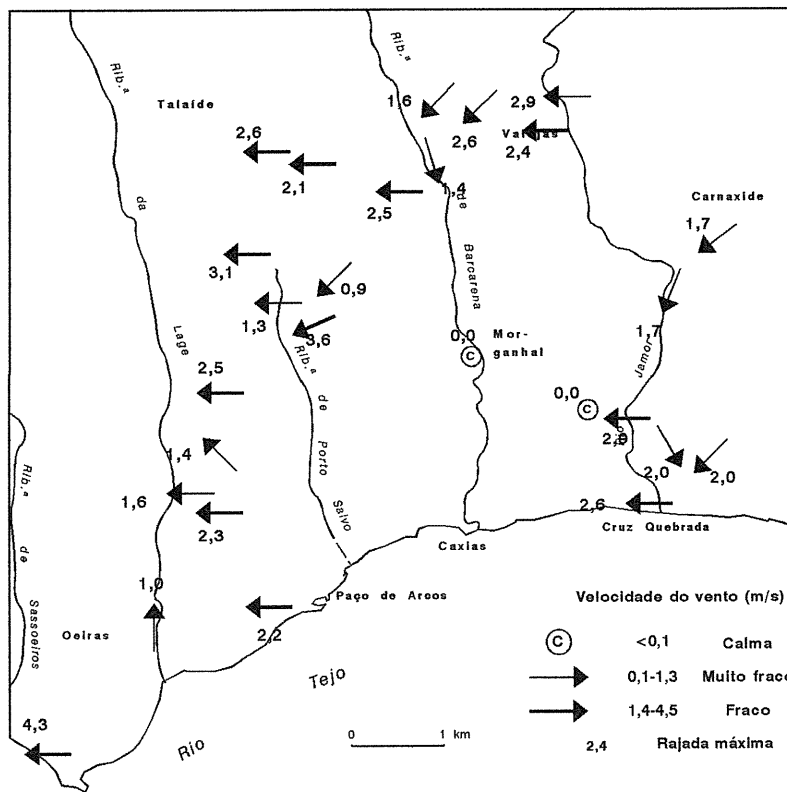
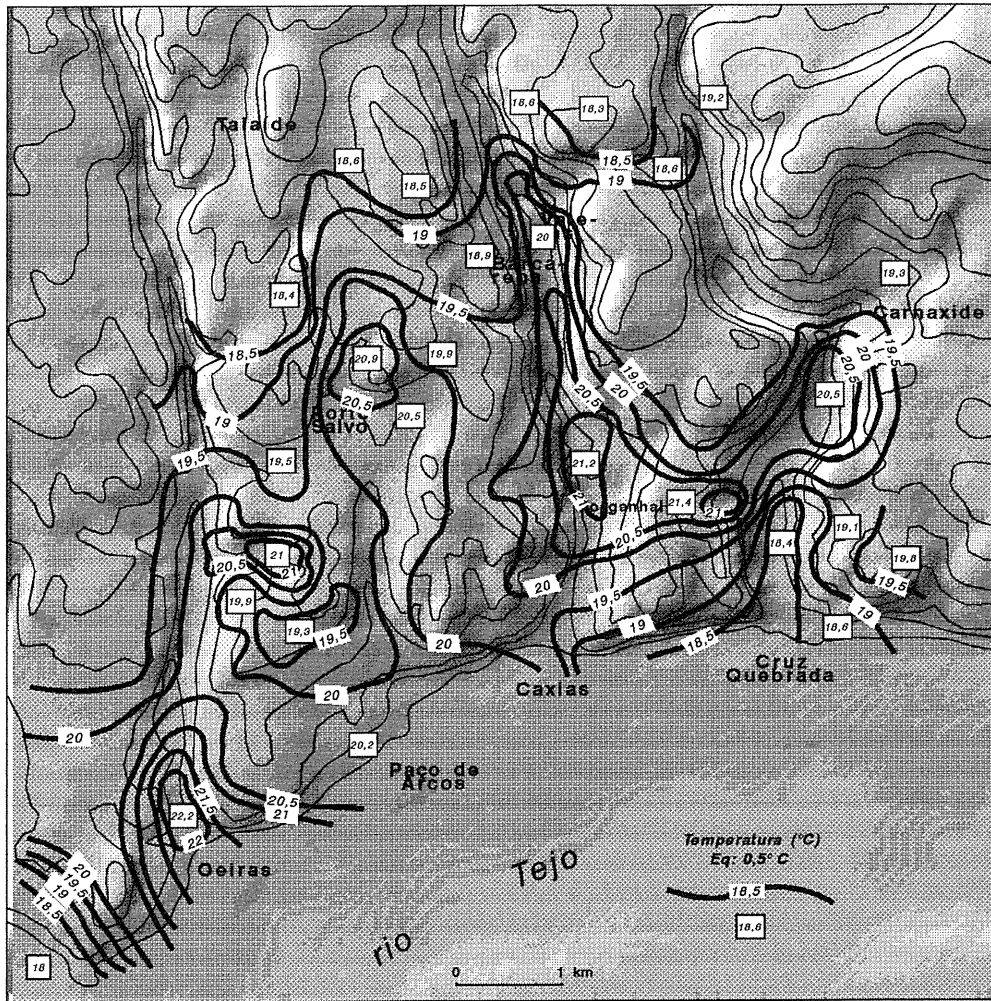
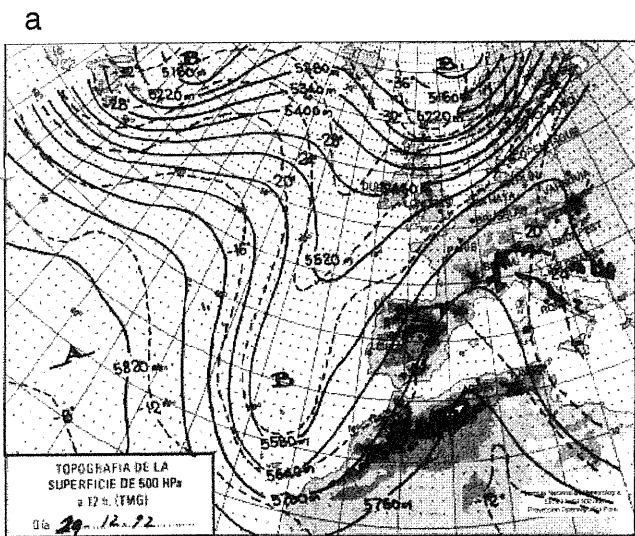
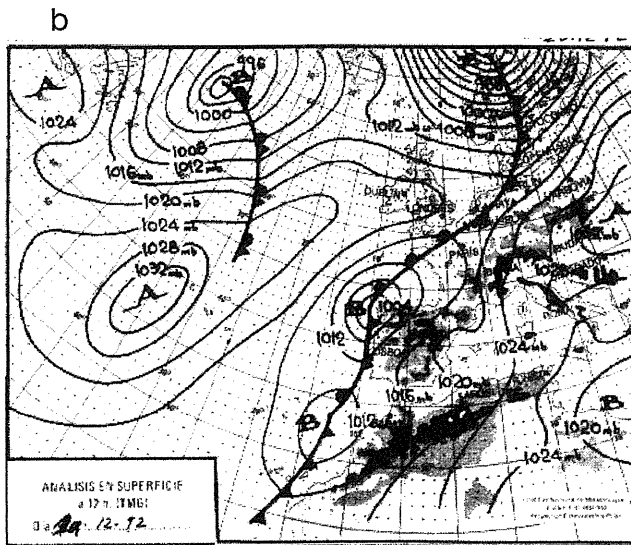


Fig. 30 - Temperatura e vento a meio do dia, em 21/11/92, na região de Oeiras.



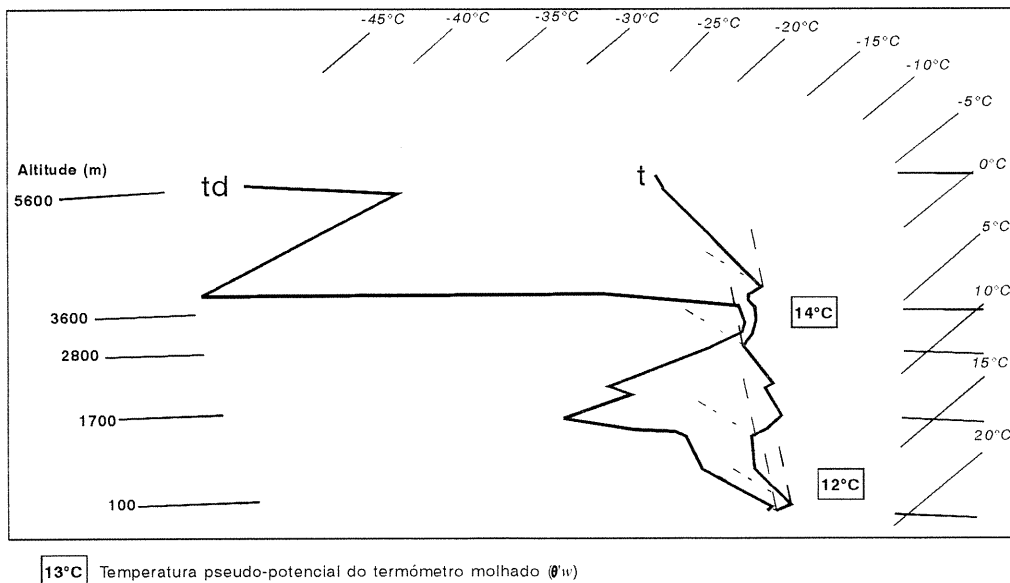
Situação sinóptica à altitude de 500 hPa, às 12 horas.



Situação sinóptica à superfície, às 12 horas.

Fig. 31 - a - Circulação meridiana com início de formação de gota de ar frio.  
 b - Situação depressionária com passagem de um sistema frontal sobre a Península Ibérica.

Fonte: BOLETIN METEOROLOGICO DIARIO de Espanha.



13°C Temperatura pseudo-potencial do termómetro molhado ( $\theta_{11}$ )

Fig. 32 - Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12h do dia 19/12/92



A sondagem efectuada às 12 horas (fig. 32), mostra uma coluna de ar muito húmida nas camadas mais baixas da atmosfera (humidade absoluta superior a 8,5 g/kg ar seco e humidade relativa superior a 90% nos primeiros 200 m de altitude), por vezes praticamente saturada, entre 2800 e 3700 m. A temperatura  $\theta_w$  nesta camada era de cerca de 14°C, enquanto abaixo dos 2000 m era aproximadamente 9 a 10°C. Estes valores apontam para a existência de um massa de ar heterogénea, com características polares marítimas, mais frias, encimada por uma camada de ar relativamente mais quente.

### ***Observações de superfície em Lisboa.***

Durante o dia 19 de Dezembro as amplitudes térmicas em Lisboa eram fracas, registando uma diferença apenas de 3°C entre as máximas e as mínimas (fig. 33). O vento, que ao princípio da noite soprava de Sul, com uma intensidade (cerca de 7 m/s), acalmou de madrugada e ao meio-dia. A nebulosidade elevada (fig. 33) e 6 mm de precipitação em Lisboa retratam a passagem do sistema frontal.

### ***Temperatura e vento na madrugada de 19/12/92.***

A situação perturbada com forte nebulosidade, alguma precipitação e vento muito fraco, alternando com períodos de calma absoluta, determinou à superfície um padrão térmico pouco diferenciado durante a madrugada de 19 de Dezembro (fig. 34). A única excepção verificou-se no Morganhil (11), onde a temperatura (11,6°C) era ligeiramente inferior à média (12,9°C, quadro XV). Não parece tratar-se de um lago de ar frio, por não se encontrar semelhante padrão noutros locais topograficamente deprimidos. A temperatura poderá ter baixado devido ao vento fraco que se fazia sentir durante a observação, apenas nesse local.

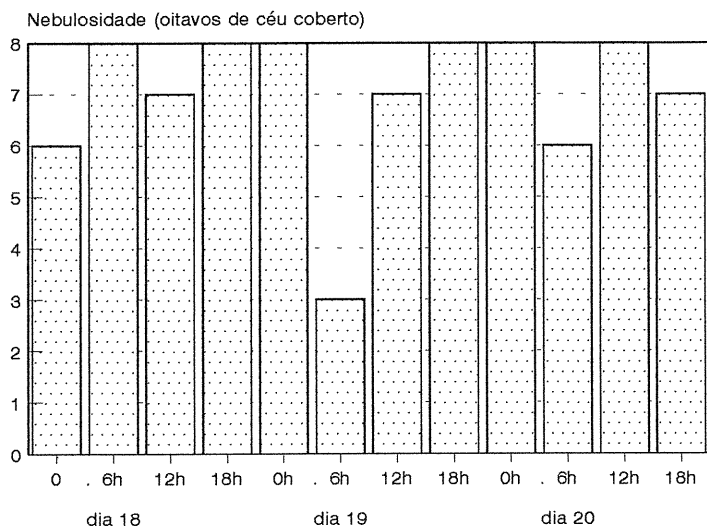
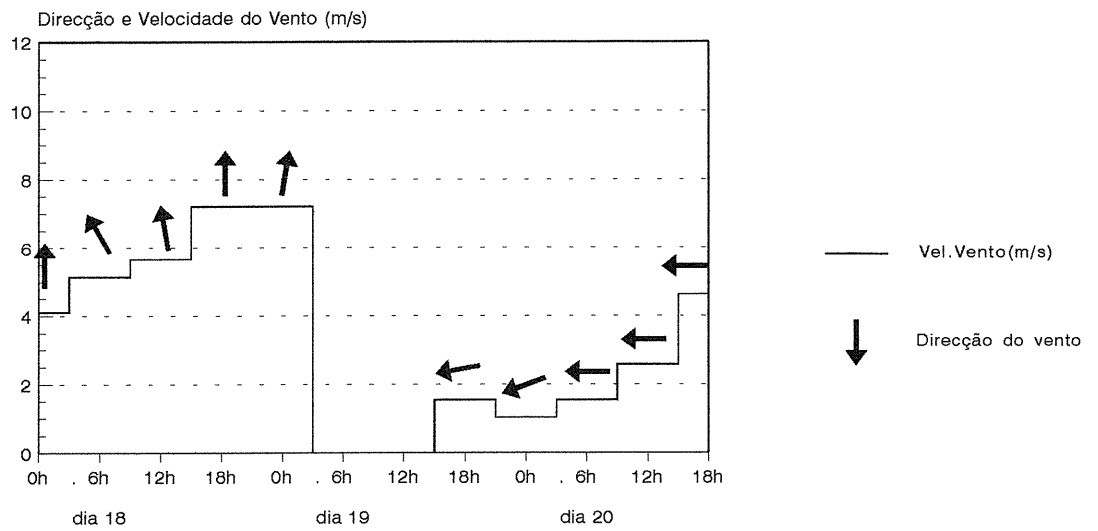
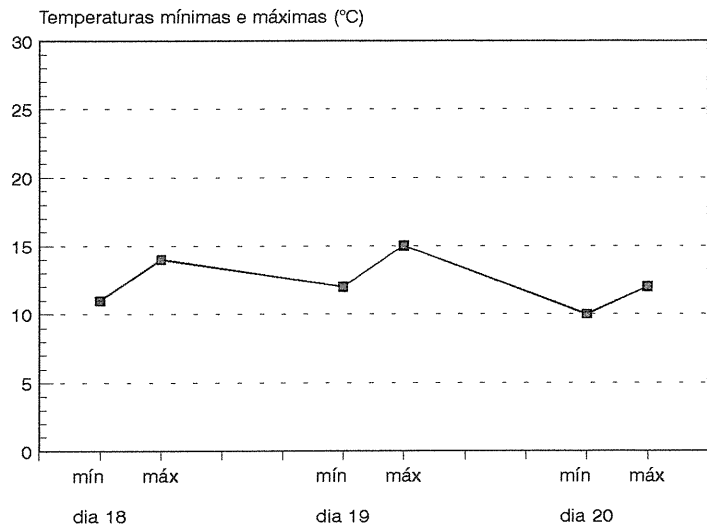


Fig.33 - Observações meteorológicas de superfície em Lisboa nos dias 18, 19 e 20 de Dezembro de 1992. Fonte: Boletins Meteorológicos Diários, I.N.M.G.

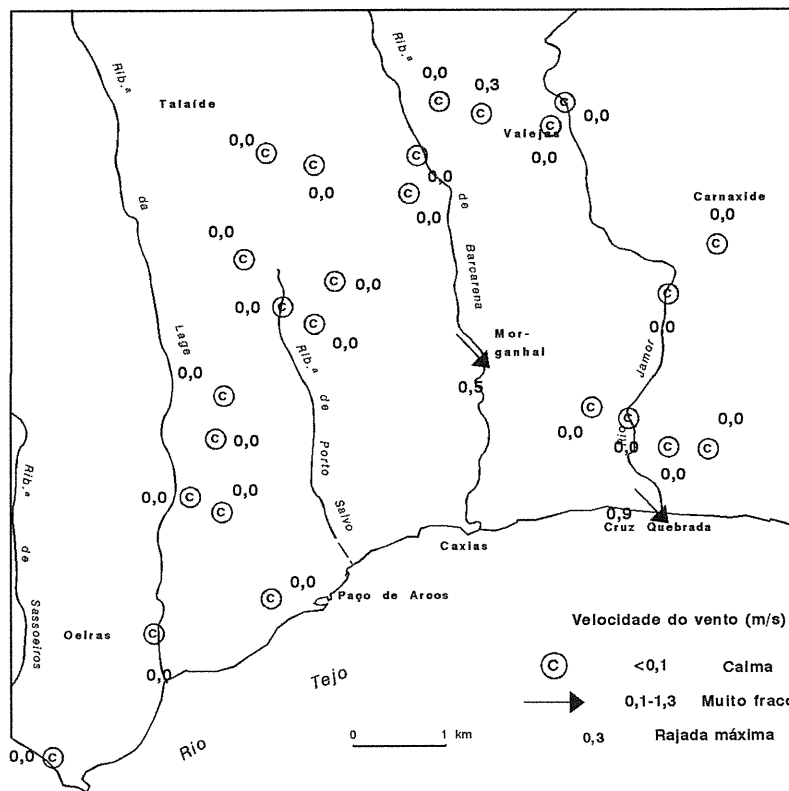
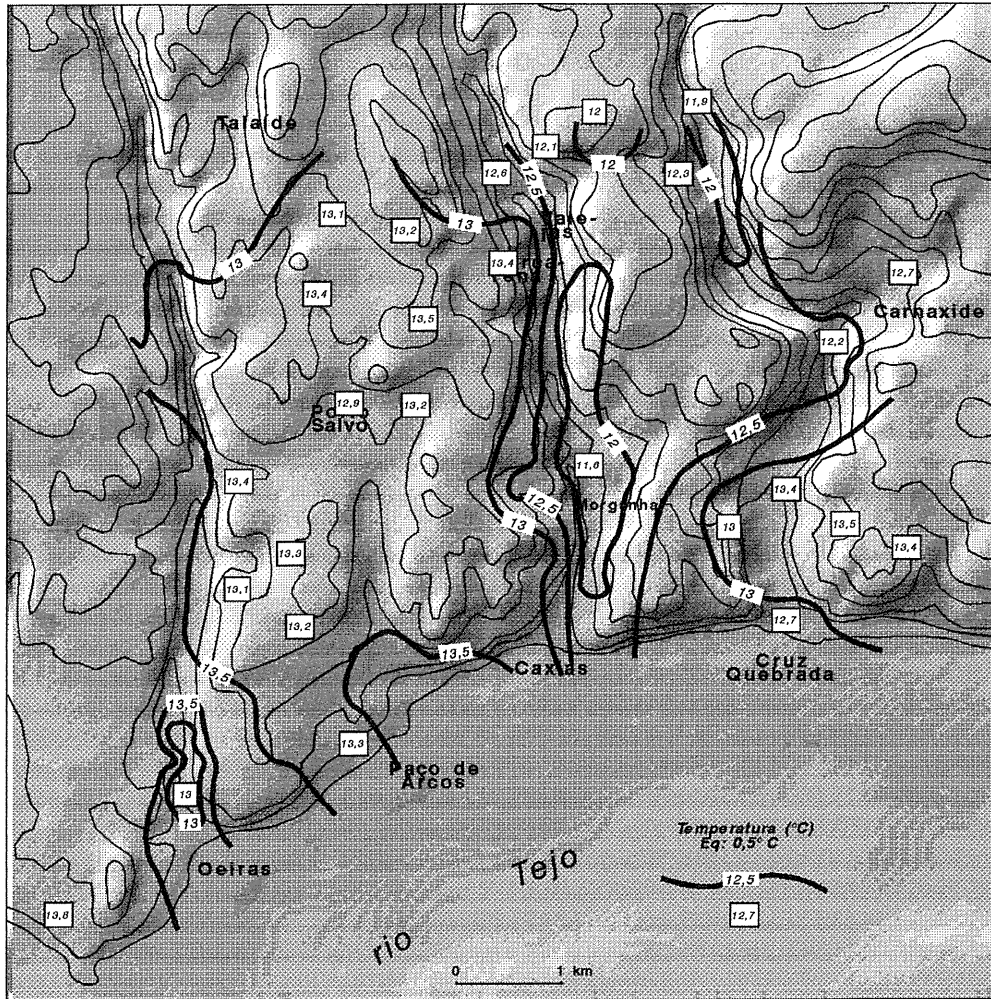


Fig. 34 - Temperatura e vento na madrugada de 19/12/92, na região de Oeiras.

### ***Temperatura e vento a meio do dia 19/12/92.***

Durante a campanha de medição a meio do dia e, tal como tinha já acontecido durante a madrugada, registou-se uma situação de calma absoluta nas camadas de ar junto ao solo (fig. 35). O padrão térmico apresenta características que dificilmente se poderão explicar apenas com os dados recolhidos. A variabilidade espacial foi fraca, confirmada pelo baixo desvio-padrão (0,6°, quadro XV).

### ***Situação influenciada pelo anticiclone ibero-mediterrâneo (16 de Janeiro de 1993)***

#### ***Panorama sinóptico e massas de ar.***

A situação à altitude de 500 hPa (5760 m sobre a Península Ibérica, fig. 36 a), é de transição entre a corrente zonal de Oeste e uma circulação meridiana. Lisboa, no dia 16 de Janeiro, encontrava-se sob a influência do flanco ocidental de uma crista anticiclónica, que se encontrava orientada Norte/Sul. O fluxo geral, às 12 horas provinha de Sul (em altitude) e de Sudeste à superfície (observe-se a direcção do vento na sondagem da fig. 37). A figura comprova a existência do anticiclone ibero-mediterrâneo, com forte subsidência acima dos 300 m e ar relativamente húmido nas camadas mais baixas da atmosfera, traduzido por uma humidade relativa superior a 83% (nos primeiros 300 m de altitude) e cerca de 6 g de vapor de água por kg de ar seco.

A temperatura  $\theta_w$  nos primeiro 2500 m de altitude oscilou entre 5,5°C e 8°C. Em altitude, a temperatura  $\theta_w$  é mais elevada, variando entre 10°C e 11°C, o que denota uma segunda massa de ar mais tropicalizada. Esta dupla estrutura (ar frio à superfície e ar mais quente em altitude) deve-se à alimentação de ar frio fornecida ao anticiclone ibero-mediterrâneo por um anticiclone térmico europeu, que se localizava na Europa central,

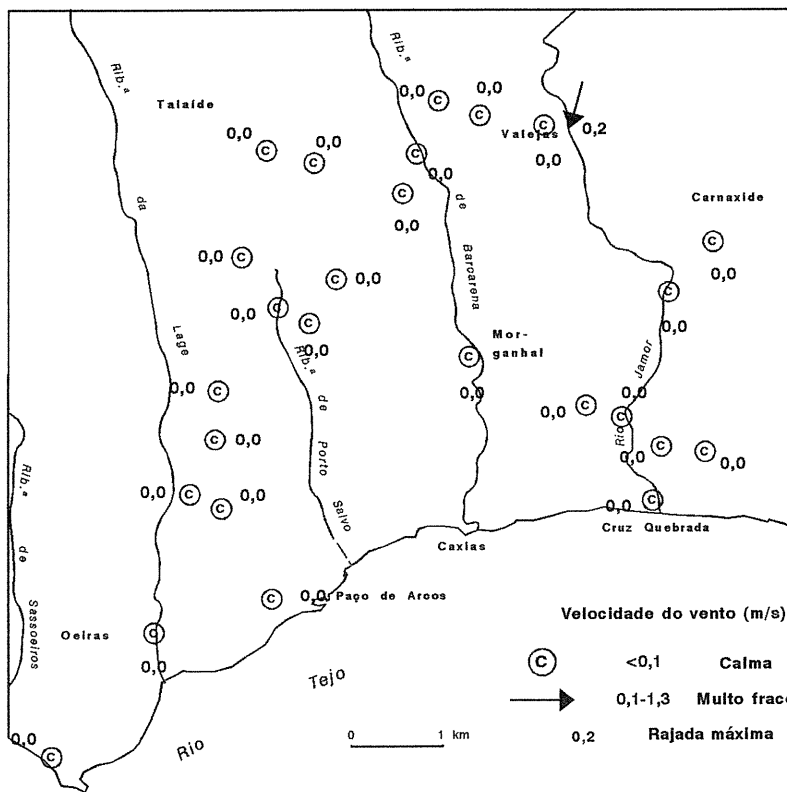
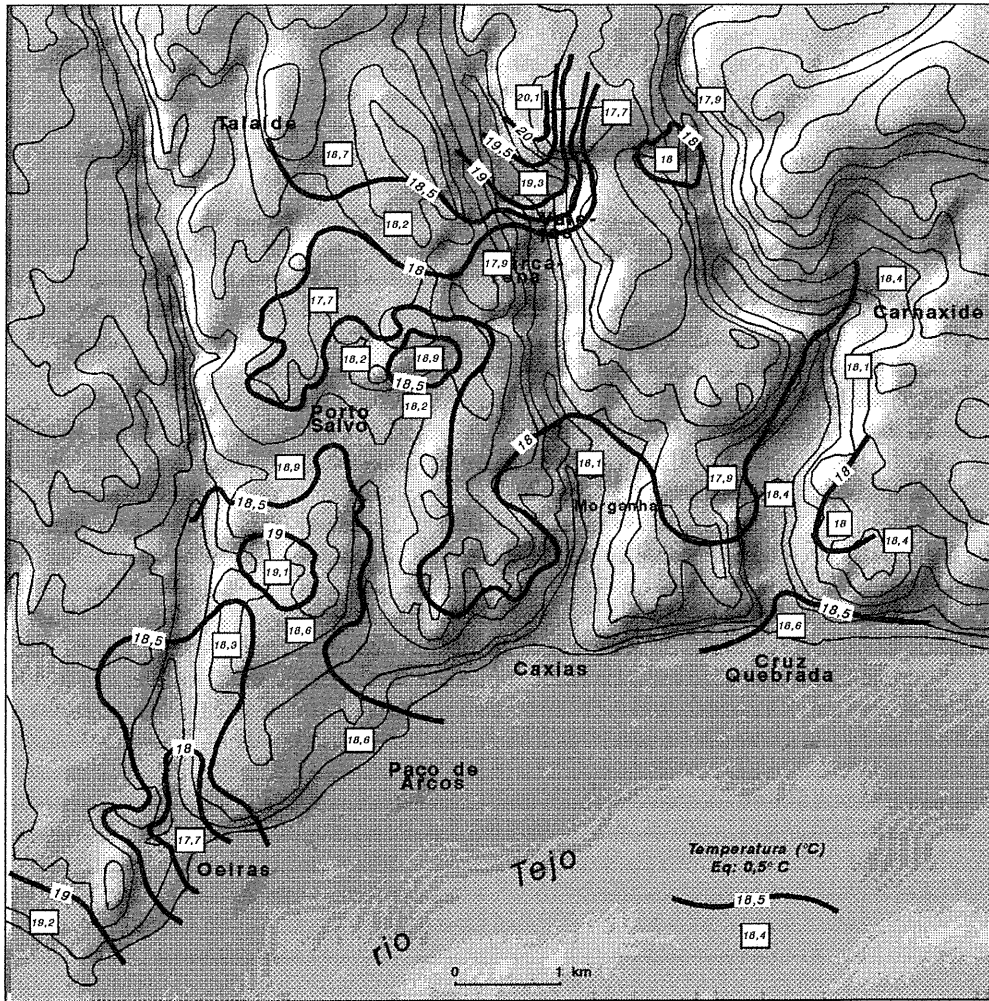


Fig. 35 - Temperatura e vento a meio do dia, em 19/12/92, na região de Oeiras.

16/1/93

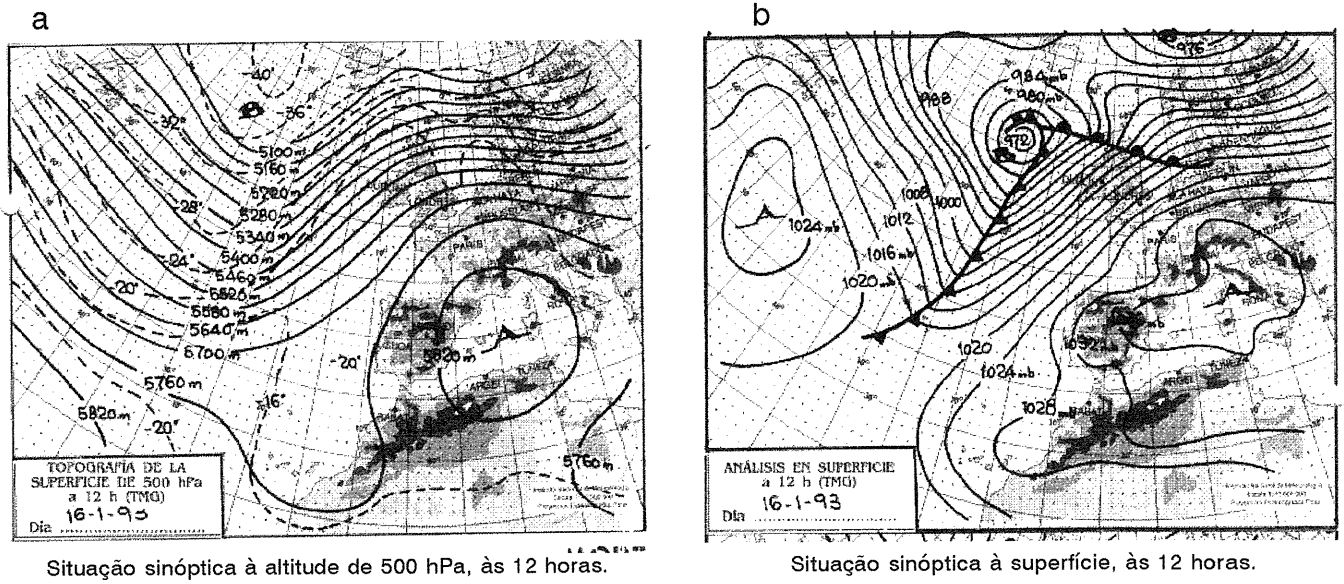


Fig. 36 - a - Início de circulação meridiana e anticiclone em altitude sobre o Mediterrâneo.  
b - Anticiclone Ibero-mediterrânico.

Fonte: BOLETIN METEOROLOGICO DIARIO de Espanha.

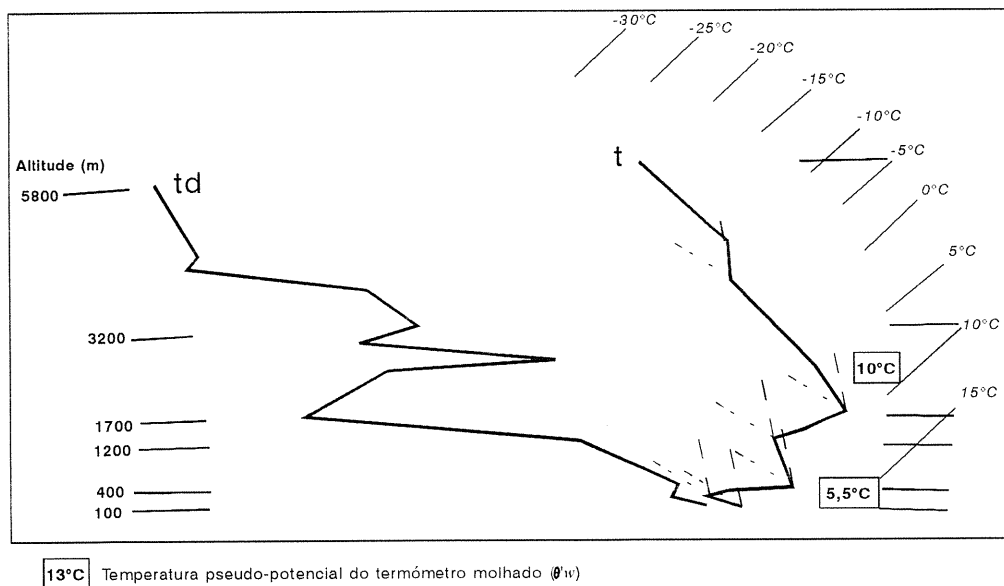


Fig. 37 - Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12h do dia 16/1/93

no dia anterior. É provável que possam ter ocorrido algumas modificações nas massas de ar provocadas pelo estacionamento do anticiclone sobre o Mediterrâneo. Para alguns autores como PÉDELABORDE (1970), este mar não é uma região fonte de massas de ar, mas sim de transformação de outras que aí estagnam. MOUNIER (1979) refere que, para alguns meteorologistas as massas de ar mediterrâneo são o resultado das modificações provocadas por fenómenos termodinâmicos que se produzem sobre a superfície deste mar quente, onde a evaporação é forte. A crista anticiclónica favorece a estagnação do ar de origem fria, dando lugar a uma forte transferência de calor e humidade às baixas camadas da atmosfera (p.379). Segundo RAMOS (1986) o anticiclone ibero-mediterrâneo tem uma frequência anual de 6%.

#### ***Observações de superfície em Lisboa.***

Em Lisboa, no dia 16 de Janeiro, a temperatura variou entre 7°C (mínima às 6 h) e 15 °C (fig. 38), o que representa uma amplitude térmica de 8°C. O vento soprou fraco (sempre com velocidades <2 m/s) de Este durante a madrugada e manhã, passando a soprar de Sul ao fim da tarde (18 h). A figura 38 revela ainda uma nebulosidade fraca durante o dia 16 de Janeiro de 1993 (geralmente < 2/8 de céu coberto), exceptuando-se o princípio da madrugada que foi de 5/8.

#### ***Temperatura e vento na madrugada de 16/1/93.***

A madrugada de 16 de Janeiro, ficou marcada por temperaturas baixas, com uma média de cerca de 7°C na área em estudo (quadro XV). As condições de estabilidade provocadas pelo anticiclone e a direcção predominante de fluxo de Este poderão estar na base deste significativo arrefecimento, favorecendo a acumulação de ar frio nos locais topograficamente deprimidos. No mapa referente à velocidade dos ventos observados nessa

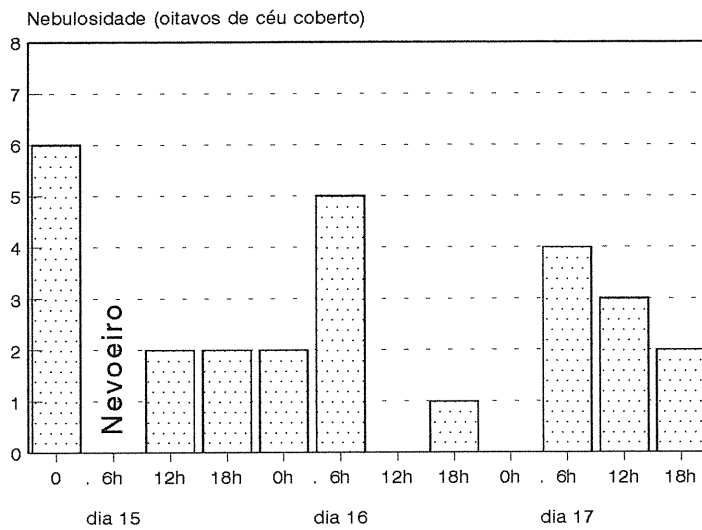
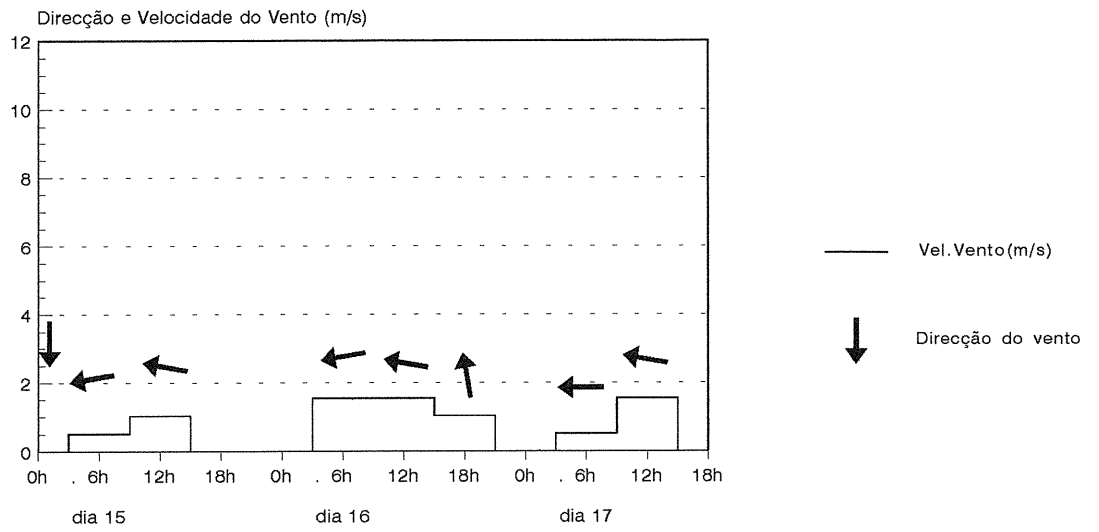
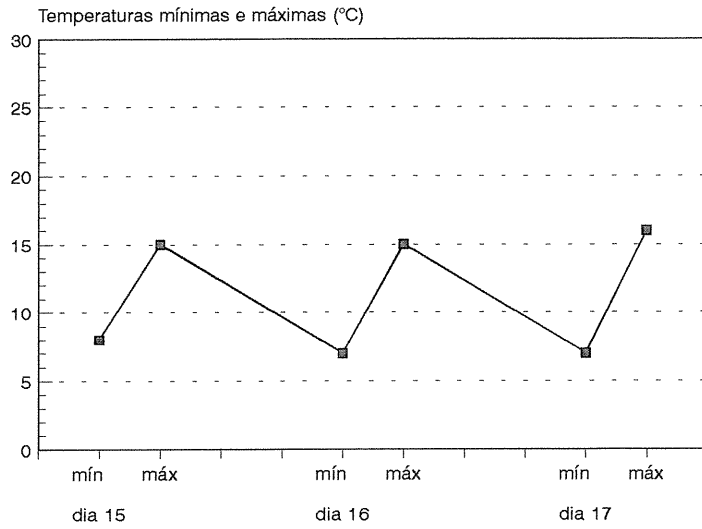


Fig.38 - Observações meteorológicas de superfície em Lisboa nos dias 15, 16 e 17 de Janeiro de 1993. Fonte: Boletins Meteorológicos Diários, I.N.M.G.



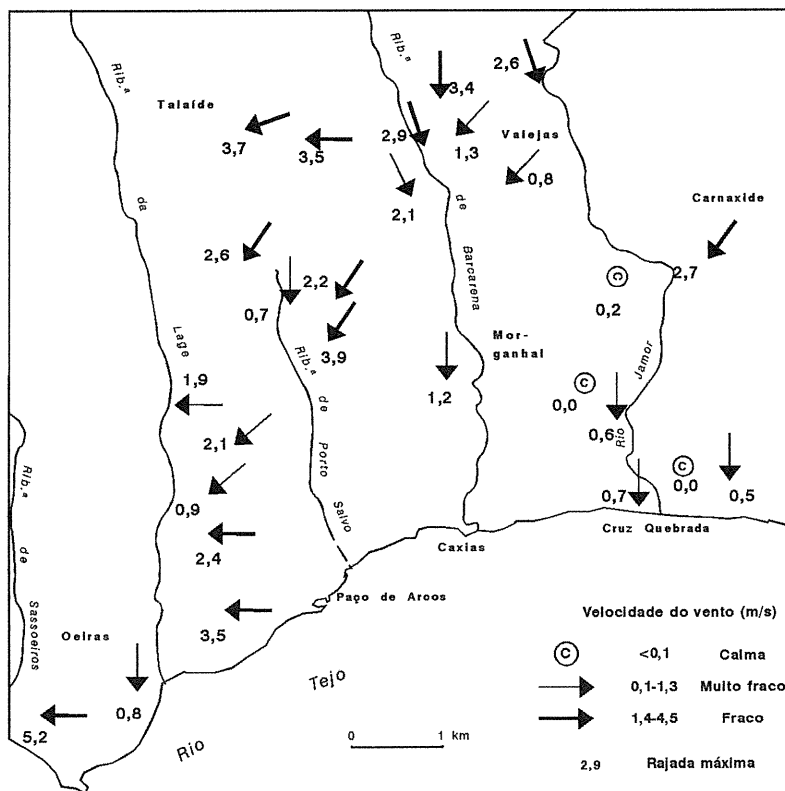
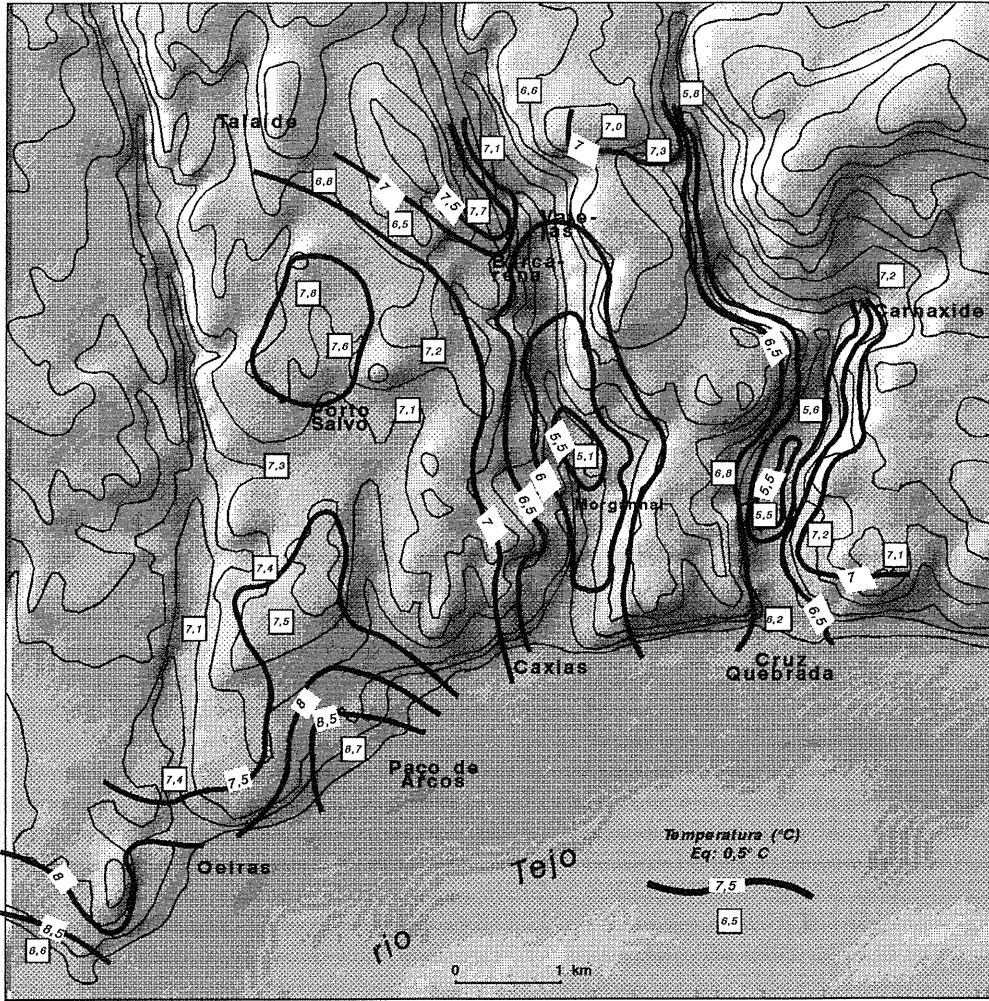


Fig. 39 - Temperatura e vento na madrugada de 16/1/93, na região de Oeiras.

madrugada (fig. 39), é clara a dissimetria entre as áreas mais desabrigadas do Norte da região de Oeiras e as mais abrigadas, nas partes vestibulares do rio Jamor e ribeira de Barcarena. As primeiras sofreram a acção directa do vento de Nordeste e Este, geralmente soprando entre 1,4 e 4,5 m/s. Nos vales abrigados destes ventos, a turbulência do ar era muito menor (<1,3 m/s), ou mesmo inexistente. A mata do Estádio é um importante obstáculo ao vento, que soprava nesta área de Nordeste e Este, verificando-se calma absoluta nos locais 7 e 8. O vento soprava mais fraco no fundos dos vales, canalizado de Norte.

As condições anticiclónicas e a fraca turbulência são propícias, nos locais abrigados, à formação de lagos de ar frio a montante da mata do Estádio Nacional (Valejas e Sr<sup>a</sup> da Rocha – locais 3 e 4), ao longo do vale do Jamor e na ribeira de Barcarena. No Morganhãl (11) foi observada a temperatura mais baixa (5,1°C), cerca de menos 2°C do que nos topos desabrigados a Noroeste daquele local (fig. 39). Os locais menos frios encontravam-se nas áreas desabrigadas à penetração do vento de Este junto ao rio Tejo, em Paço de Arcos (8,7°C) e no Forte de S. Julião em Oeiras (8,6°C). As condições de maior turbulência, não permitindo a acumulação de ar frio e a acção moderadora de uma superfície líquida, em princípio menos fria que o solo durante uma noite de arrefecimento radiativo, devem explicar o aparecimento destes valores, 1,5°C superiores à média das temperaturas observadas nessa madrugada (7°C, quadro XV).

Mais uma vez, quando se verifica a acumulação de ar frio nas áreas deprimidas a variabilidade espacial da temperatura é maior, a julgar pelo elevado valor do desvio-padrão calculado (0,8°C, quadro XV).

### ***Temperatura e vento a meio do dia 16/1/93.***

Uma pequena rotação na direcção predominante do vento originou um comportamento diferente daquele que se tinha observado durante a madrugada. Enquanto

em alguns locais, como por exemplo junto ao Tejo (fig. 40), a direcção predominante do vento se manteve de Este, nos vales o vento era canalizado soprando para montante (veja-se o exemplo das ribeiras de Barcarena e de Porto Salvo).

Como já fora notado por ALCOFORADO (1987) num estudo sobre o sistema de brisas na região de Lisboa no Verão (deve-se deixar desde já bem claro que, sendo esta uma situação de Inverno, será lícito fazer a extrapolação a partir de uma situação tipicamente estival?), em alguns dias de vento de gradiente de Nordeste o vento sopra no início da tarde de Este, depois de Sudeste e, às vezes, ainda de Sul, tratando-se da brisa do estuário (p.83). Uma das causas para o aparecimento das brisas é, como se sabe, a diferenciação térmica entre as atmosferas marítima e continental. Na maior parte dos casos, há, sobre o continente, uma pouca espessa camada superficial de ar quente e uma inversão baixa (300 a 500 m) (*idem* p.93), tal como acontecia no dia 16 de Janeiro de 1993. Como se pode constatar na sondagem da figura 37, a camada de ar aquecido junto ao solo não ultrapassa 260m e a primeira inversão térmica (não confundir com uma segunda inversão entre 1200 m 1700) não ultrapassa 410m. No entanto, restam algumas dúvidas se se trata de um sistema de brisa, ou se é apenas a canalização do vento nos vales, não ficando, por agora, comprovada nenhuma das hipóteses. A figura 40 revela um padrão térmico diurno que se tem vindo a repetir nas campanhas de medição, em que os locais mais abrigados são aqueles onde se observam as temperaturas mais elevadas. Mais uma vez se aponta a relação existente entre a temperatura a meio do dia e a velocidade do vento, comprovada pelo valor do coeficiente de correlação (-0,69), entre aquelas duas variáveis (quadro XIV). Nos locais mais aquecidos há calma atmosférica (como por exemplo na mata do Estádio Nacional onde se observou a temperatura mais elevada: 21,2°C), ou vento muito fraco.

No litoral havia um contraste térmico Oeste/Este. Na Cruz Quebrada e Paço de Arcos a temperatura era superior a 18°C, enquanto a Oeste, junto ao Forte de S. Julião, estava mais fresco (14,8°C). Uma maior exposição ao vento de Este, poderá explicar a diferença de cerca de 4°C, entre locais que não distam mais de 3 km entre si. (Paço de Arcos e Oeiras).

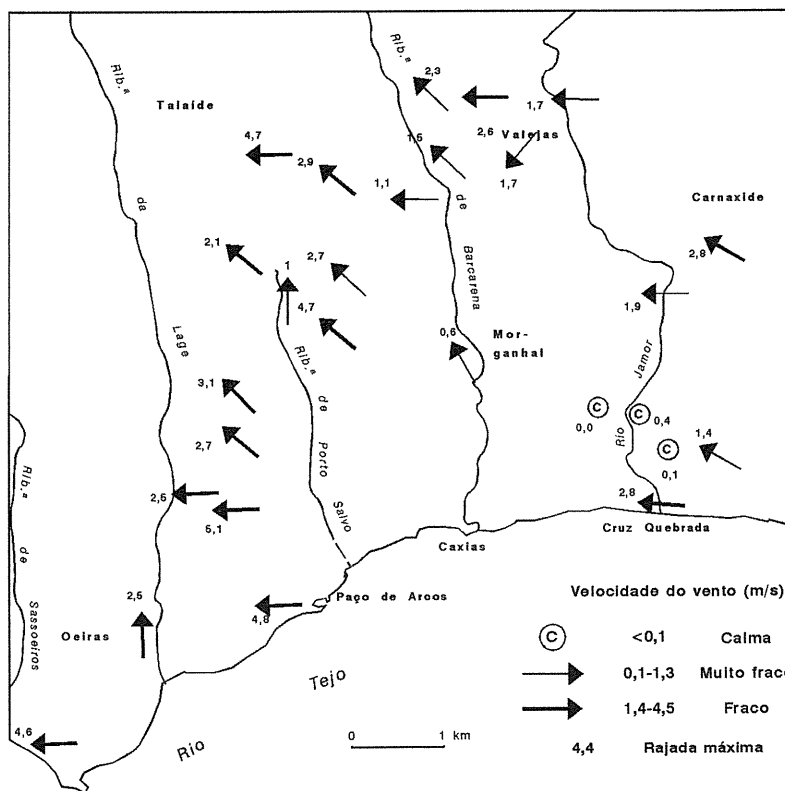
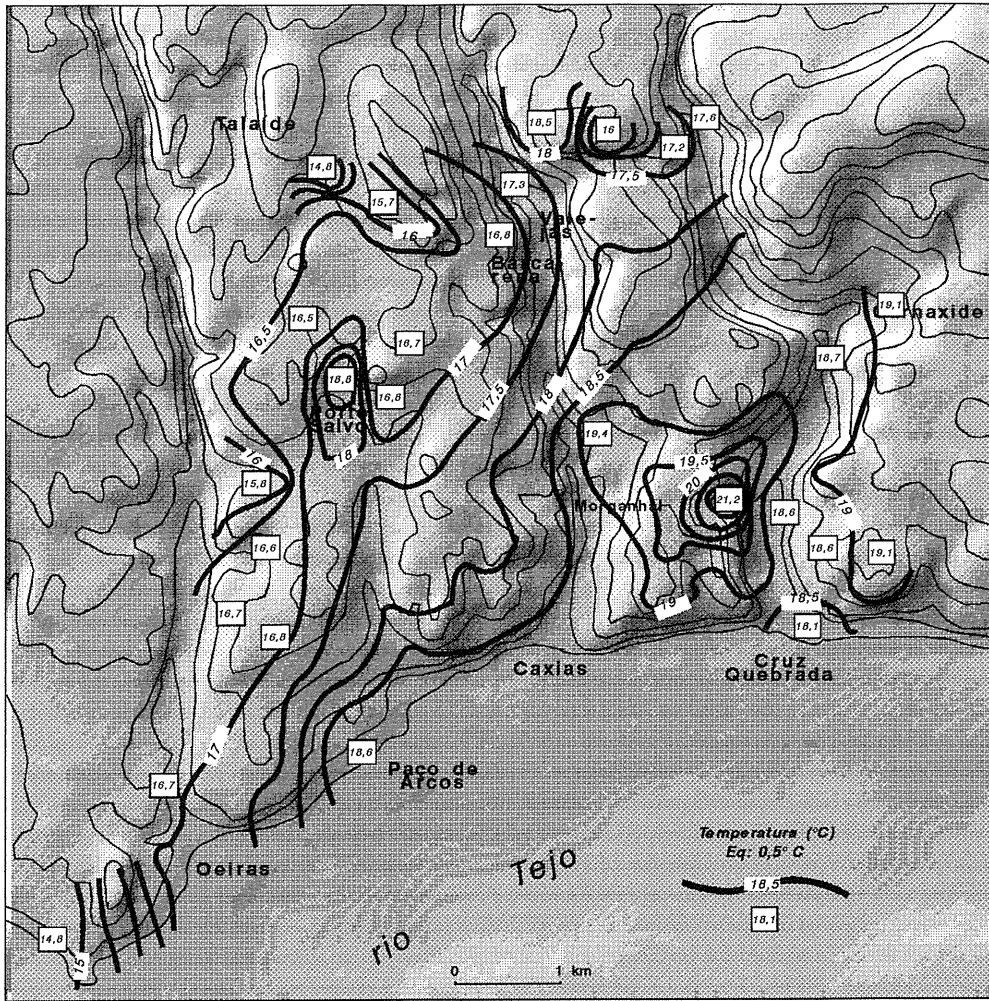


Fig. 40 - Temperatura e vento a meio do dia, em 16/1/93, na região de Oeiras.

O desvio-padrão obtido com os valores recolhidos durante esta campanha (1,5°C, quadro XV) atesta a forte variabilidade térmica espacial na presença da situação descrita.

***Situação influenciada pela margem Norte de um centro depressionário (31 de Janeiro de 1993)***

***Panorama sinóptico e massas de ar.***

A figura 41 a mostra o início de uma situação de bloqueio difluente, bem nítido apenas no dia 1 de Fevereiro. Este tipo de situação verifica-se quando o fluxo de Oeste em circulação meridiana se torna muito lento, isolando células quentes, com circulação anticiclónica e células frias, com circulação ciclónica (VENTURA, 1986, p. 71). No dia 31 de Janeiro a gota fria deste sistema estava centrada sobre Marrocos e Lisboa encontrava-se sob seu flanco Norte. O fluxo em altitude, devido a circulação ciclónica, provinha, portanto, de Nordeste. À superfície o núcleo de uma depressão encontrava-se a SE de Lisboa (fig. 41 b). Tal como em altitude, o fluxo à superfície provinha de Nordeste. Como se pode constatar através da sondagem aerológica às 12 horas (fig. 42), a coluna de ar sobre Lisboa encontra-se próxima da saturação (sobretudo nos níveis isobáricos mais elevados onde a humidade relativa é de cerca de 90%), registando-se, junto ao solo, 6,3 g/kg de vapor de água e uma humidade relativa perto dos 70%. Por se tratar de uma massa de ar muito húmida não foi utilizada a temperatura  $\theta'_w$  (MOUNIER, 1979, p. 360). Para além das características apontadas anteriormente, a sondagem revela ainda uma grande instabilidade no ar, já que a curva da temperatura, até aos 600 m de altitude, se encontra à esquerda da curva que materializa o gradiente adiabático húmido.

31/1/93

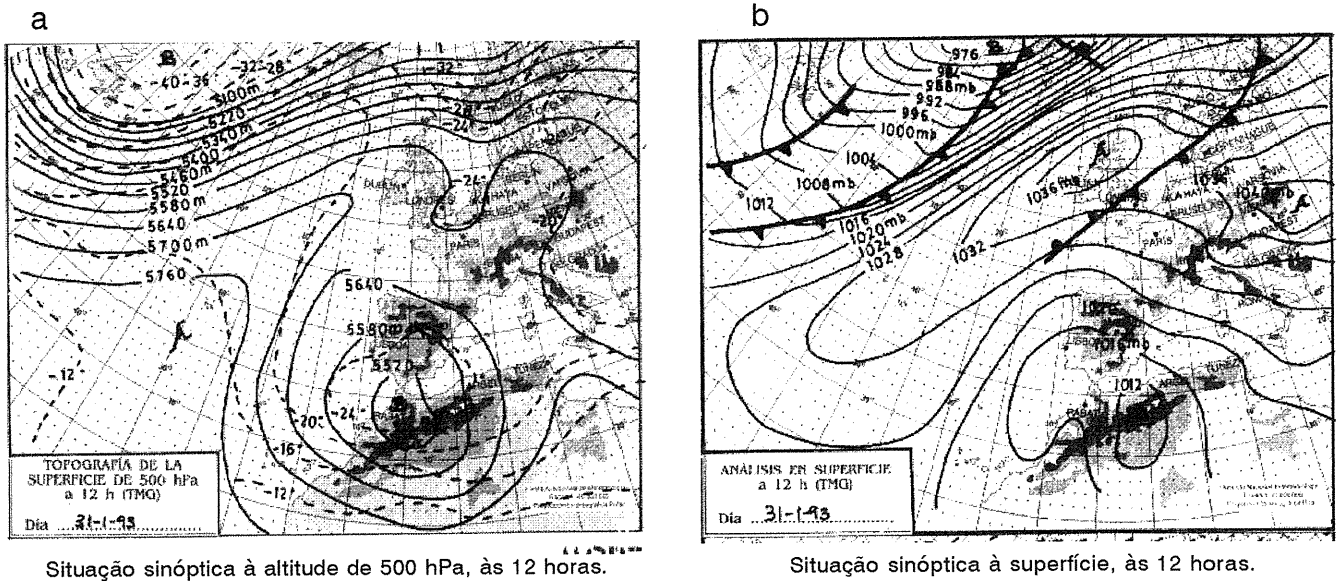


Fig. 41 - a - Início de bloqueio difluente.

b - Centro depressionário centrado no Norte de África.

Fonte: BOLETIN METEOROLOGICO DIARIO de Espanha.

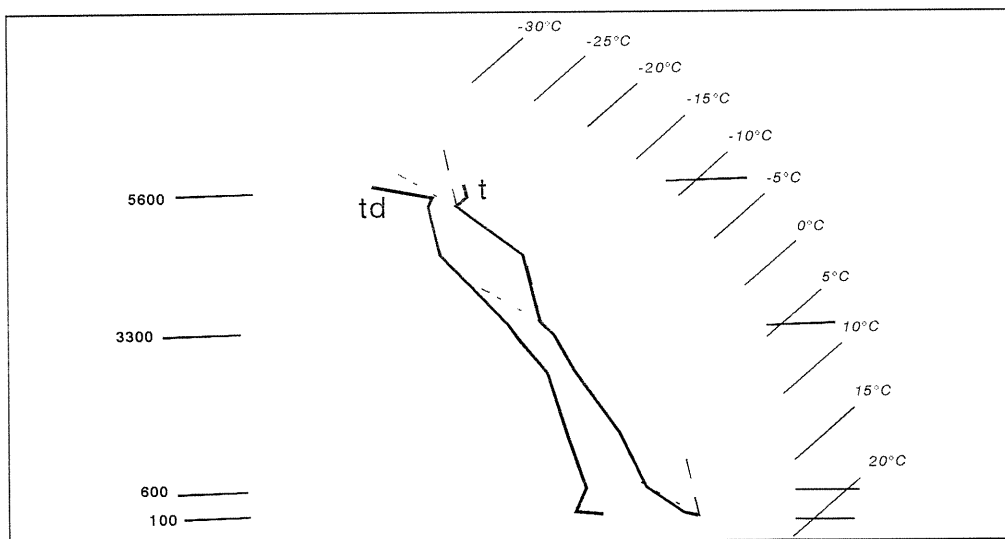


Fig. 42 - Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12h do dia 31/1/93

### ***Observações de superfície em Lisboa.***

A amplitude térmica de 31 de Janeiro foi particularmente baixa (4°C), sobretudo devido a um ligeiro aumento das mínimas (fig. 43). A posição do bloqueio em altitude determinou a direcção Nordeste do vento à superfície durante a manhã, rodando para ENE à tarde. Ainda durante a madrugada o vento soprava fraco (1,5 a 3 m/s), tendo aumentado durante a tarde para 6 m/s. A nebulosidade manteve-se sempre elevada, chegando a observar-se 7/8 de céu coberto durante as campanhas de medição (fig. 43), tendo sido registados vestígios de precipitação.

### ***Temperatura e vento na madrugada de 31/1/93.***

Durante a madrugada, os locais menos frios encontram-se junto ao Tejo, enquanto os topos do Norte tinham temperaturas mais baixas (fig. 44). A excepção ocorreu no Morganhãl (11), local topograficamente deprimido, onde a temperatura era a mais a baixa de toda a região de Oeiras (9,8°C). Outro local onde se poderia esperar temperatura mais baixa, por se encontrar no fundo do vale do Jamor, é a Sr<sup>a</sup> da Rocha (4). No entanto, tal não aconteceu, tendo sido o mais quente de toda a região (12,1°C). Alguma vegetação que ladeia o vale poderá ter um papel no menor decréscimo da temperatura mínima de Inverno, por dois factores: em primeiro lugar por diminuir a irradiação terrestre, reduzindo, por conseguinte, as perdas energéticas; em segundo por constituir uma barreira à penetração de ar mais frio que possa ser conduzido de áreas topograficamente mais elevadas. De qualquer modo, este fenómeno poderá ter tido pouca importância, já que a irradiação terrestre não é muito intensa com forte nebulosidade como a que foi observada durante a madrugada (7/8 de céu coberto), podendo este factor justificar a inexistência de ar frio acumulado.

Concluindo, o efeito amenizador do Tejo que, em princípio, nesta época do ano se deverá encontrar relativamente mais quente do que o continente, poderá explicar a

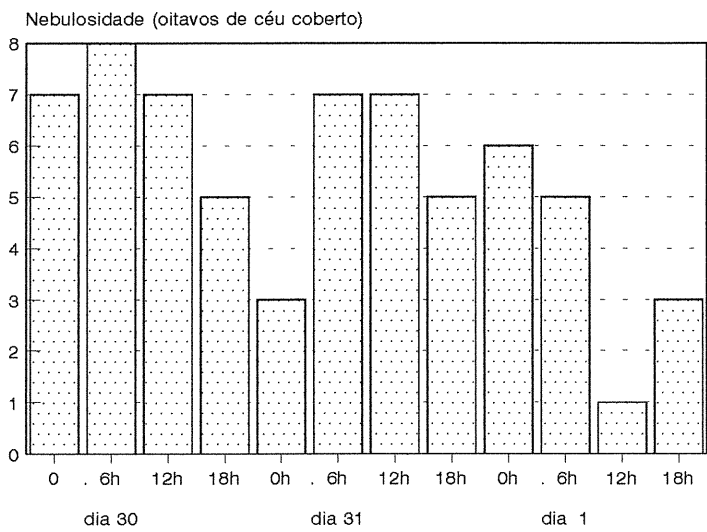
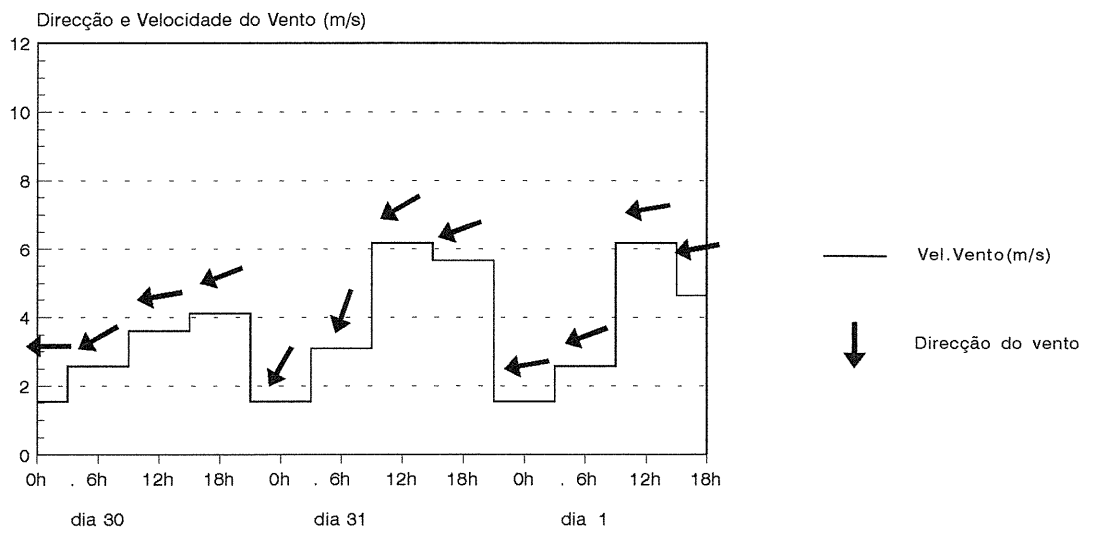
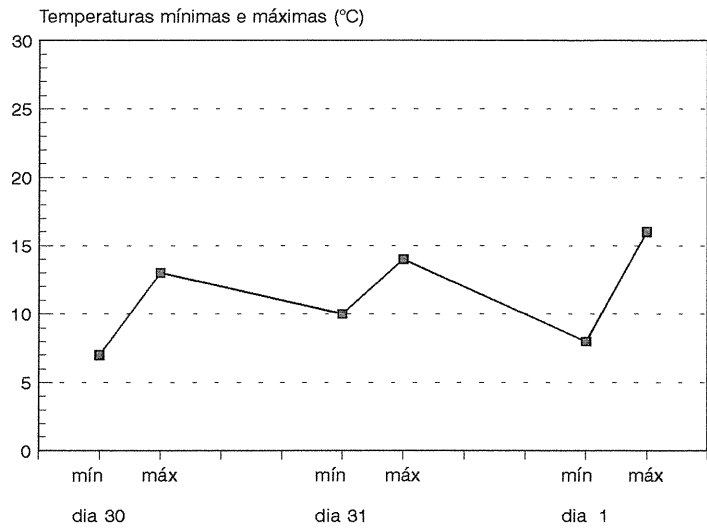


Fig.43 - Observações meteorológicas de superfície em Lisboa nos dias 30 e 31 de Janeiro e 1 de Fevereiro de 1993. Fonte: Boletins Meteorológicos Diários, I.N.M.G.



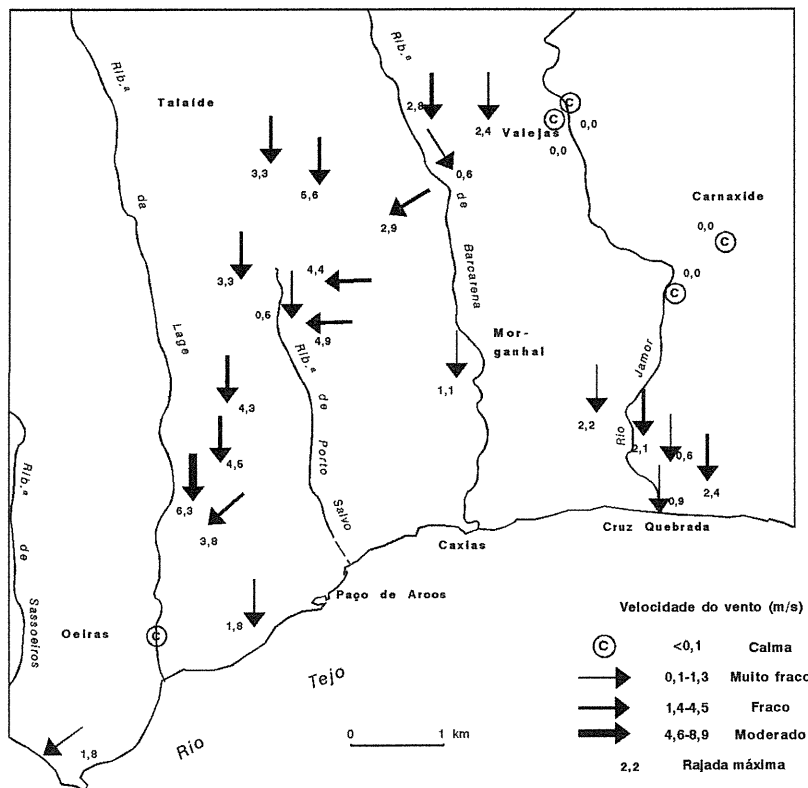
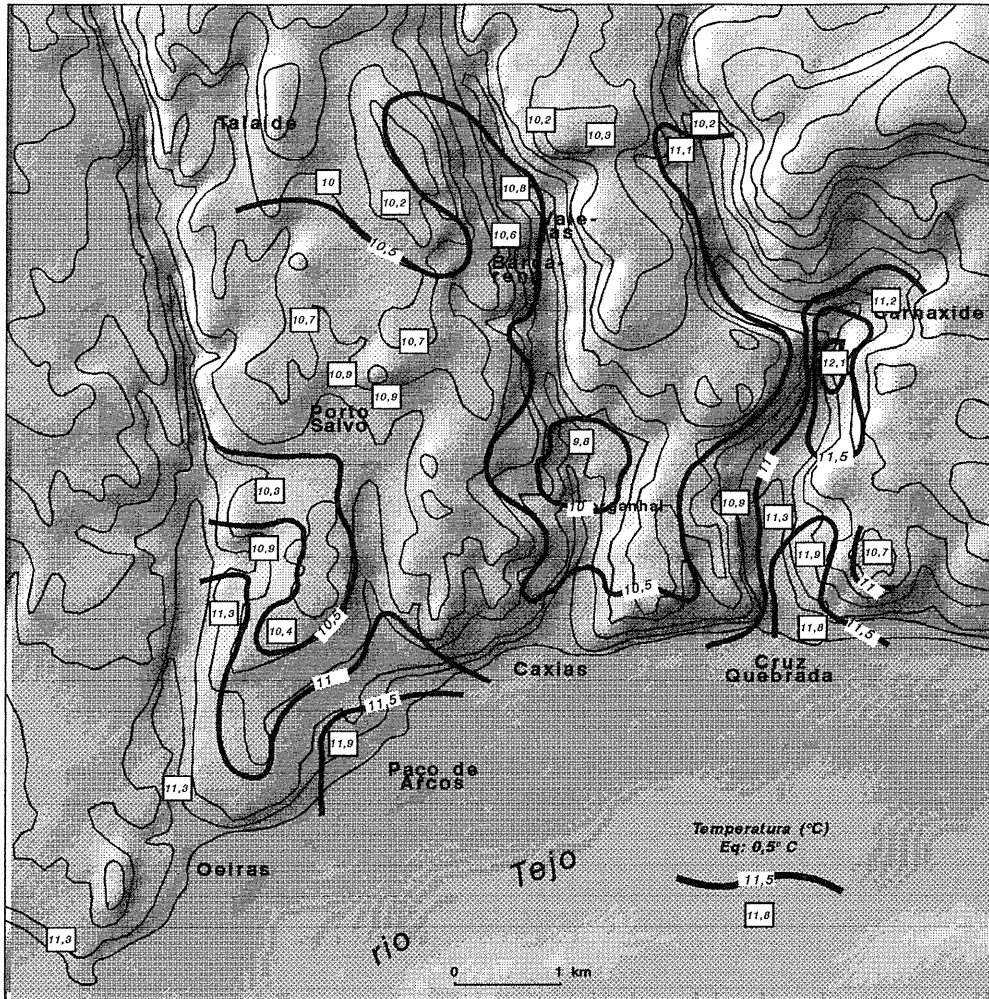


Fig. 44 - Temperatura e vento na madrugada de 31/1/93, na região de Oeiras.

temperatura mais alta das áreas litorais, enquanto o vento de Norte (em alguns locais de Este e Nordeste), fraco a moderado (até 8,9 m/s) arrefece os topos mais desabrigados, determinando num padrão térmico comum a outras campanhas de medição.

### ***Temperatura e vento a meio do dia 31/1/93.***

A situação depressionária poderá estar na origem do fraco gradiente térmico em toda a área em estudo, evidenciado durante as medições a meio do dia (desvio-padrão: 0,9°C, quadro XV). O vento soprou com maior intensidade nos topos no Norte da região e no sector jusante da ribeira da Laje, chegando a registar-se rajadas de Nordeste, superiores a 7 m/s (fig. 45). No vale do Jamor o vento era canalizado de Norte. A relação entre a velocidade do vento e a temperatura a meio do dia é nítida (coeficiente de correlação de -0,58, quadro XIV), verificando-se que, os locais abrigados têm temperatura mais elevada. Para ilustrar este caso imagine-se um perfil W/E na figura 45, passando pelos locais 7, 6 e 8 (Estádio Nacional): nas duas vertentes, onde a mata forma uma barreira mais compacta a temperatura era superior a 16,6°C. No fundo do vale, onde o povoamento vegetal é muito esparso, deixando de haver uma protecção eficaz à penetração do vento, a temperatura era mais baixa cerca de 1°C. Onde o vento segue a direcção dominante (Nordeste), o arrefecimento é maior. Neste caso, encontram-se os topos do Norte da área, entre Talaíde e Valejas.

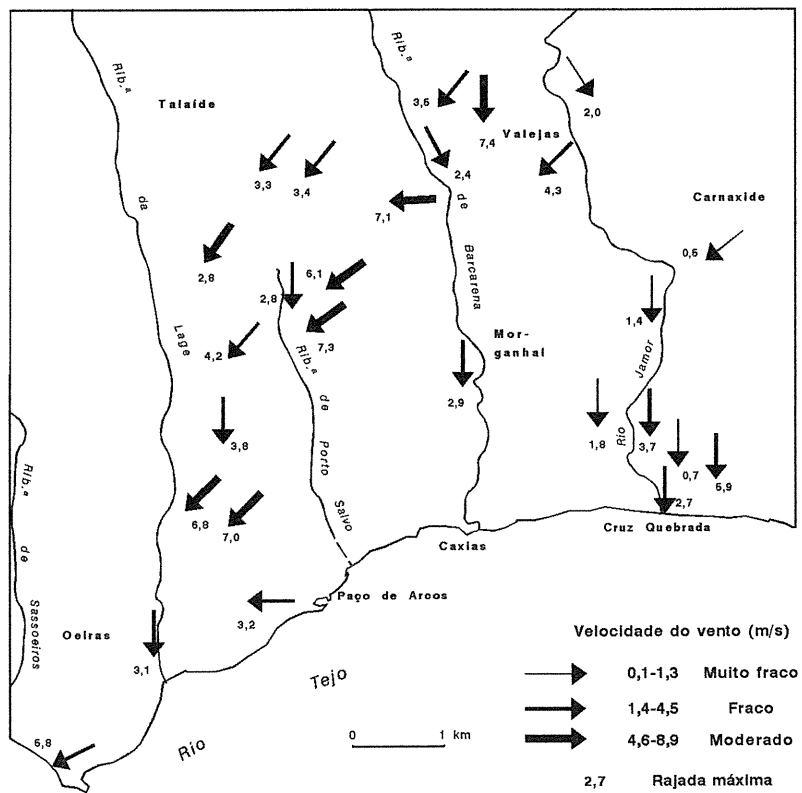
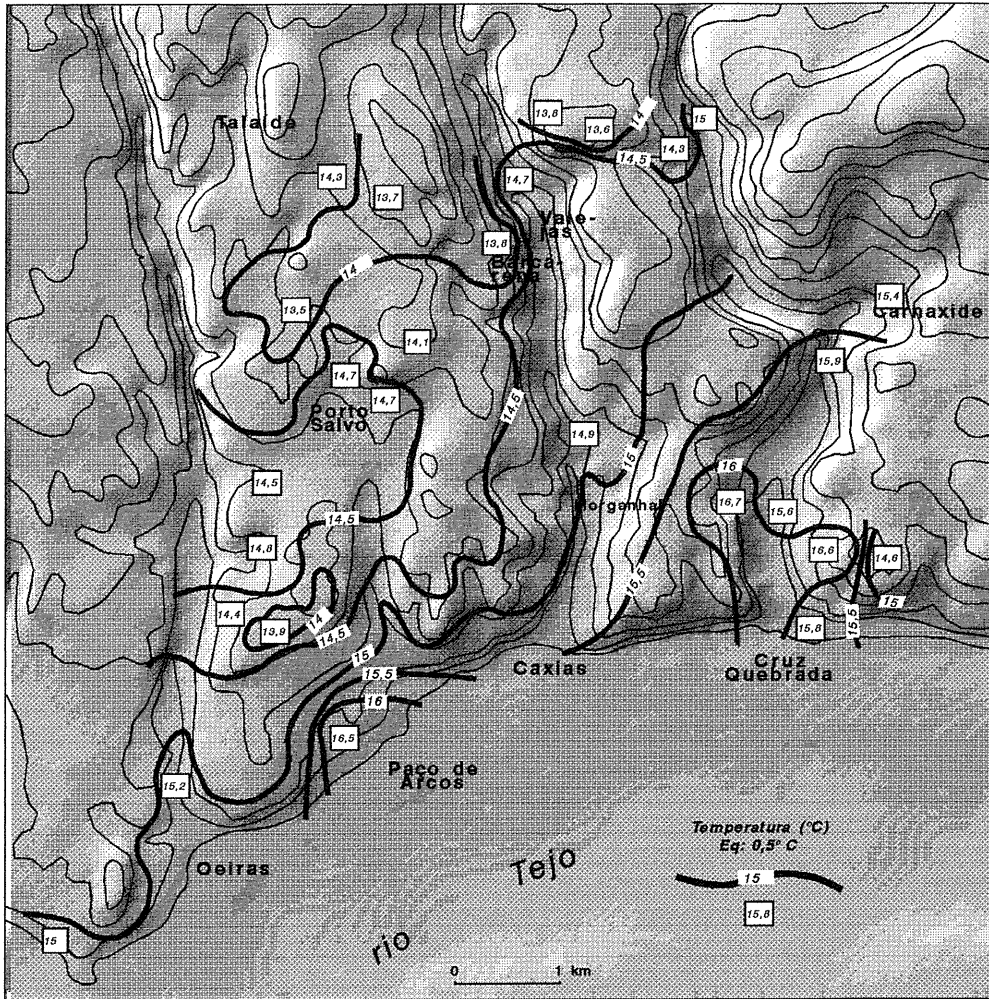


Fig. 45 - Temperatura e vento a meio do dia, em 31/1/93, na região de Oeiras.

### ***Situação de margem do anticiclone europeu (13 de Fevereiro de 1993)***

#### ***Panorama sinóptico e massas de ar.***

Tal como no dia anteriormente analisado, existia um bloqueio difluente em altitude (fig. 46 a), encontrando-se Lisboa sob o sector divergente das duas células, de altas e baixas pressões. À superfície, um vasto anticiclone Europeu estendia-se até à Península Ibérica e Norte de África (fig. 46 b). Este aparelho dinâmico, centrado sobre a Europa central, originava um fluxo de Este à superfície. Lisboa encontrava-se numa posição periférica em relação ao anticiclone (margem anticiclónica) durante esta campanha de medição. Segundo RAMOS (1986), para que este anticiclone influencie o território português, é necessário que se conjuguem duas condições: terá de possuir uma grande extensão em superfície e estar relativamente estacionário sobre a Europa Central (p. 153). Segundo a mesma autora, em Fevereiro a sua frequência eleva-se a 13 %, embora anualmente seja fraca (3 % dos dias do ano).

A sondagem aerológica sobre Lisboa às 12 horas (fig. 47), mostra uma camada de inversão térmica muito baixa (entre 250 m e 450 m) e ar húmido junto ao solo (humidade absoluta superior a 6 g/kg de ar seco e humidade relativa > 85%) nos primeiros 250 m. A temperatura  $\theta_w$  varia entre 7,5°C e 9°C até cerca de 2500 m de altitude, o que poderá indicar a existência de uma massa de ar polar continentalizada.

#### ***Observações de superfície em Lisboa.***

No dia 13 de Fevereiro, a temperatura mínima em Lisboa não desceu dos 9°C, tendo a máxima atingido 15°C, situação que, aliás, não diferiu muito dos dias 12 e 14 de Janeiro (fig. 48). O vento soprava fraco (2 m/s) de ENE na madrugada e o meio-dia do dia 13,

13/2/93

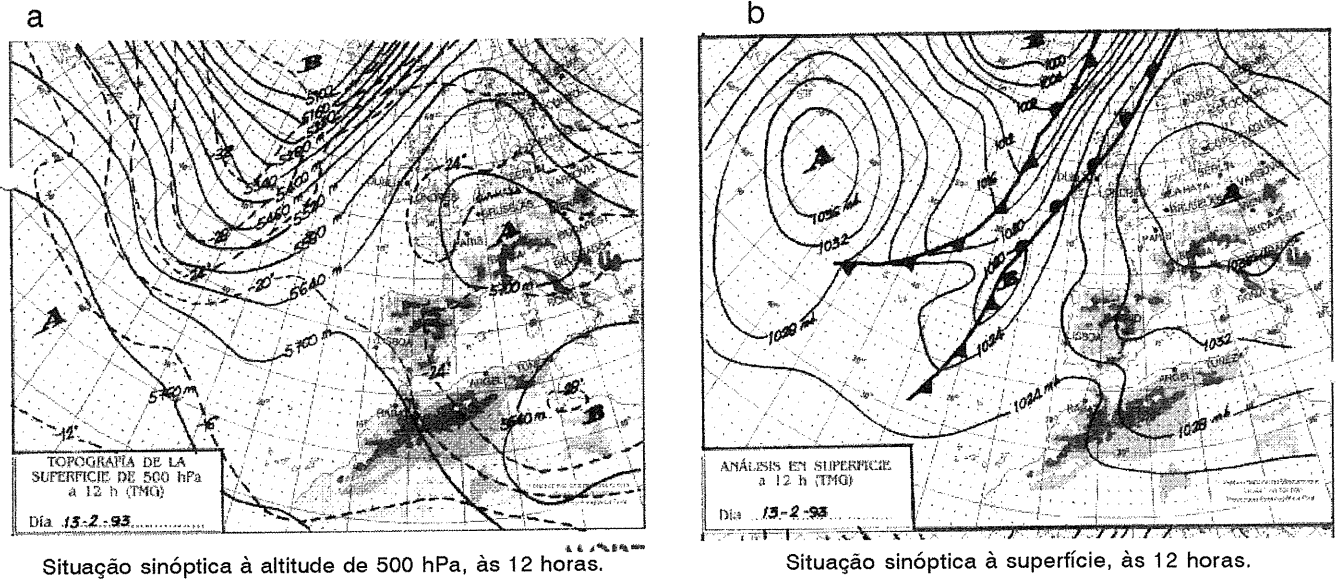


Fig. 46 - a - Bloqueio diflúente.  
b - A península Ibérica encontra-se na margem do anticiclone europeu.

Fonte: BOLETIN METEOROLOGICO DIARIO de Espanha.

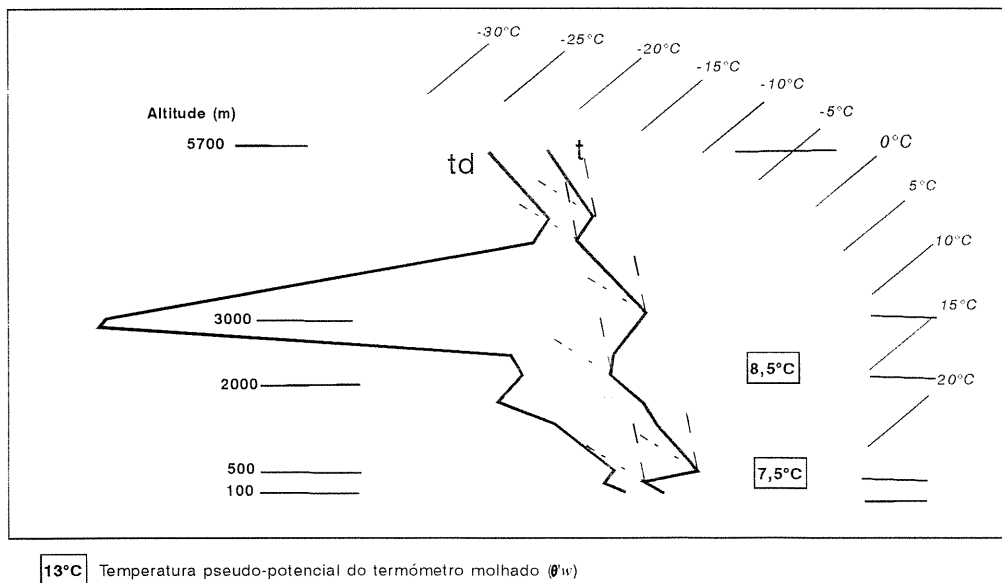


Fig. 47 - Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12h do dia 13/2/93

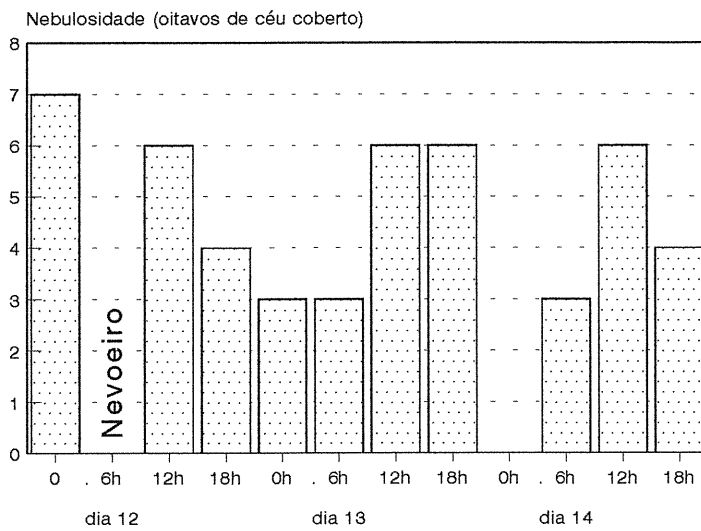
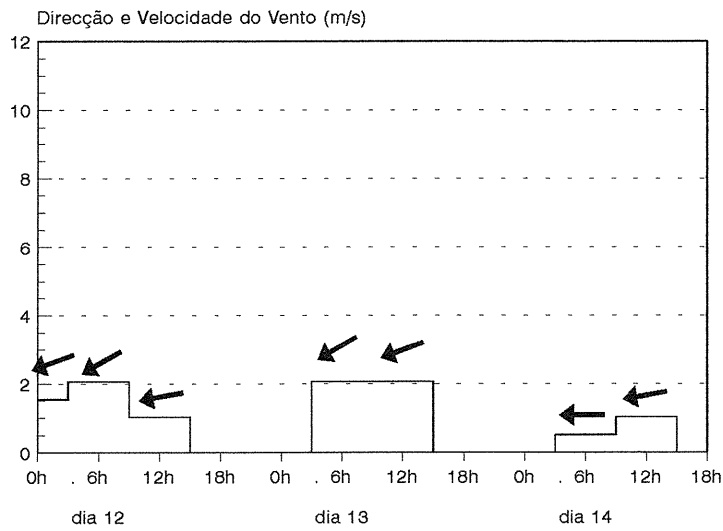
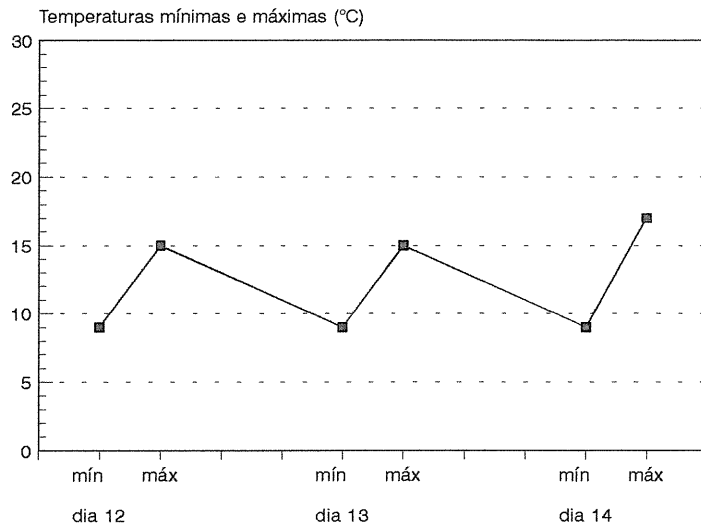


Fig.48 - Observações meteorológicas de superfície em Lisboa nos dias 12, 13 e 14 de Fevereiro de 1993. Fonte: Boletins Meteorológicos Diários, I.N.M.G.

enquanto durante a noite havia calma atmosférica. Durante as campanhas de medições foi observada alguma nebulosidade, menos intensa durante a madrugada (3/8 de céu coberto), aumentando durante o período diurno para 6/8.

### ***Temperatura e vento na madrugada de 13/2/93.***

As características originais do padrão térmico da madrugada de 13 de Fevereiro de 1992 (fig. 49), residem na localização das áreas mais frias. No Morganhil (11), a temperatura (10,7°C) foi superior à média obtida (quadro XV), não havendo acumulação de ar frio, observada noutras madrugadas. Nesse local, a atmosfera junto ao solo encontrava-se relativamente calma, observando-se apenas períodos de vento muito fraco, não excedendo 0,4 m/s. Apenas uma pequena acumulação de ar frio era visível no Jamor, a montante da mata do Estádio Nacional (10,2°C). Os topos do Norte da área encontravam-se mais arrefecidos, com temperaturas inferiores à média calculada (quadro XV), soprando o vento com maior intensidade (1,4 a 4,5 m/s). Os factos mencionados ilustram, mais uma vez, a interdependência entre a temperatura e a velocidade do vento. Esta relação é confirmada pelo valor do coeficiente de correlação que, embora não seja muito elevado (- 0,47, quadro XIV), é estatisticamente significativo para o número de observações efectuadas. O litoral encontrava-se menos arrefecido. Uma vez que se trata de uma situação de Inverno, o rio Tejo, teoricamente, estava mais quente do que o continente durante a noite, facto este que não deverá ser excluído deste comportamento térmico. Os locais urbanizados de Porto Salvo e Leceia (21 e 25), possuíam temperaturas superiores a 11°C. Os prédios e a vegetação constituem uma rugosidade no terreno, que provoca o abrandamento da velocidade do vento junto ao solo e conseqüentemente formam-se, sob estas condições, núcleos mais quentes no interior dos lugares.

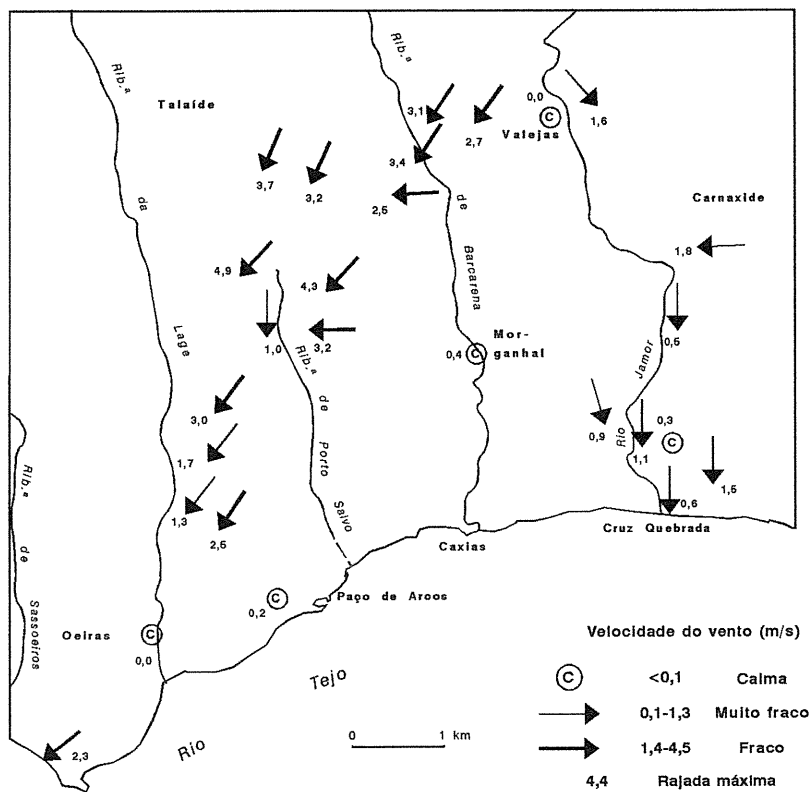
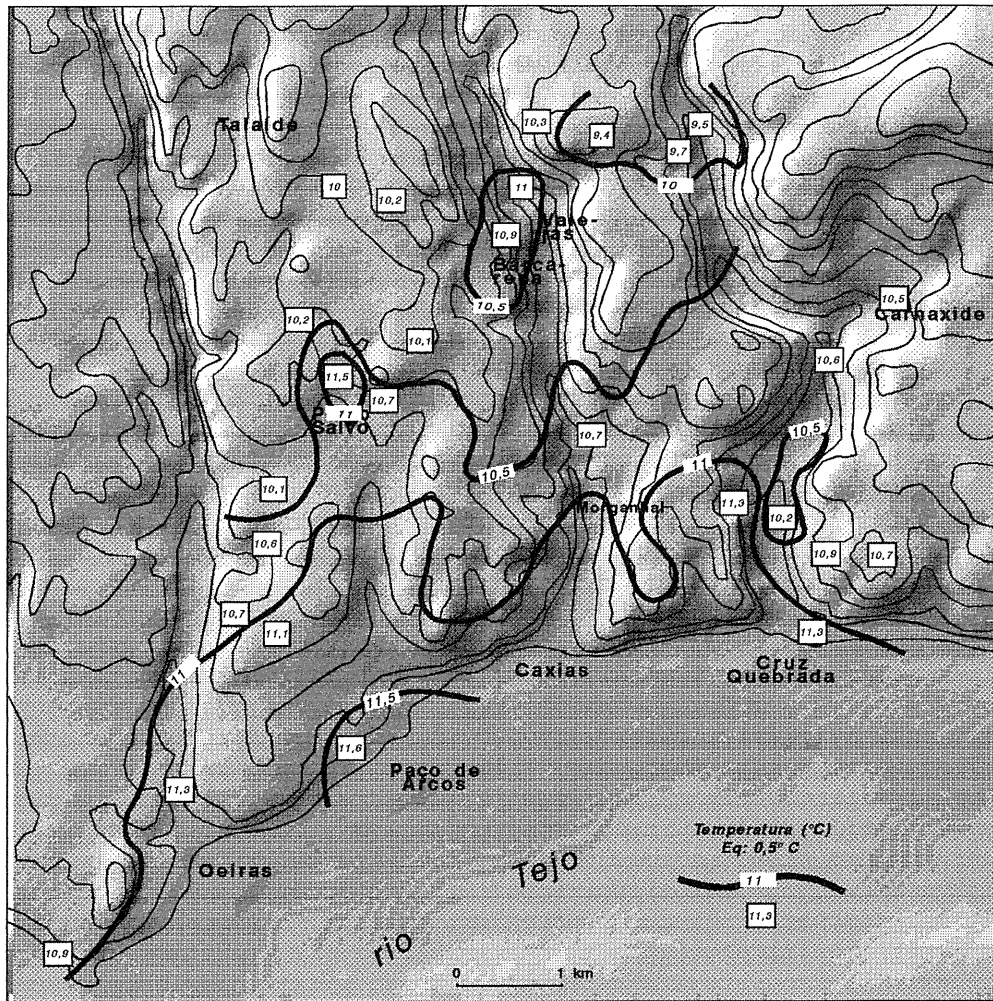


Fig. 49 - Temperatura e vento na madrugada de 13/2/93, na região de Oeiras.



### ***Temperatura e vento a meio do dia 13/2/93.***

As isotérmicas obtidas a partir das observações a meio do dia de 13 de Fevereiro (fig. 50), apresentam uma configuração semelhante a outros casos descritos anteriormente. Com isto pretende-se mostrar que os gradientes térmicos surgem, frequentemente, no sentido Sudeste/Noroeste, seguindo a orientação da linha de costa.

Localmente, os espaços urbanizados e a ausência de vento favorecem o aparecimento de fortes gradientes. Veja-se o exemplo de Porto Salvo (21): neste local, onde havia calma absoluta, a temperatura subia a  $20,1^{\circ}\text{C}$ , enquanto as áreas circundantes encontravam-se mais arrefecidas (cerca de  $18^{\circ}\text{C}$ ). O vento aqui soprava com rajadas entre 1,4 e 4,5 m/s. Mais uma vez a relação entre a temperatura e a velocidade do vento é evidente, traduzindo-se neste dia por um coeficiente de correlação de  $-0,54$  (quadro XIV). A forte variabilidade térmica, é representada por um desvio-padrão de  $1,4^{\circ}\text{C}$  (quadro XV), dos mais elevados de todas as campanhas de medição. De referir ainda que foi no Morganhal (11) que se observou a temperatura mais elevada ( $22,6^{\circ}\text{C}$ ),  $3^{\circ}\text{C}$  acima da média calculada ( $19,3^{\circ}\text{C}$ , quadro XV). Concretiza-se assim a ideia de este ser o local com maiores probabilidades de ocorrência de fortes amplitudes térmicas diurnas.

Nos locais mais abrigados ao vento de ENE, havia calma atmosférica, enquanto junto ao litoral soprava de Sul e Sudeste muito fraco a fraco. Nessa tarde, o vento penetrou mais para Norte, atingindo Porto Salvo a cerca de 4 km da costa (fig. 50).

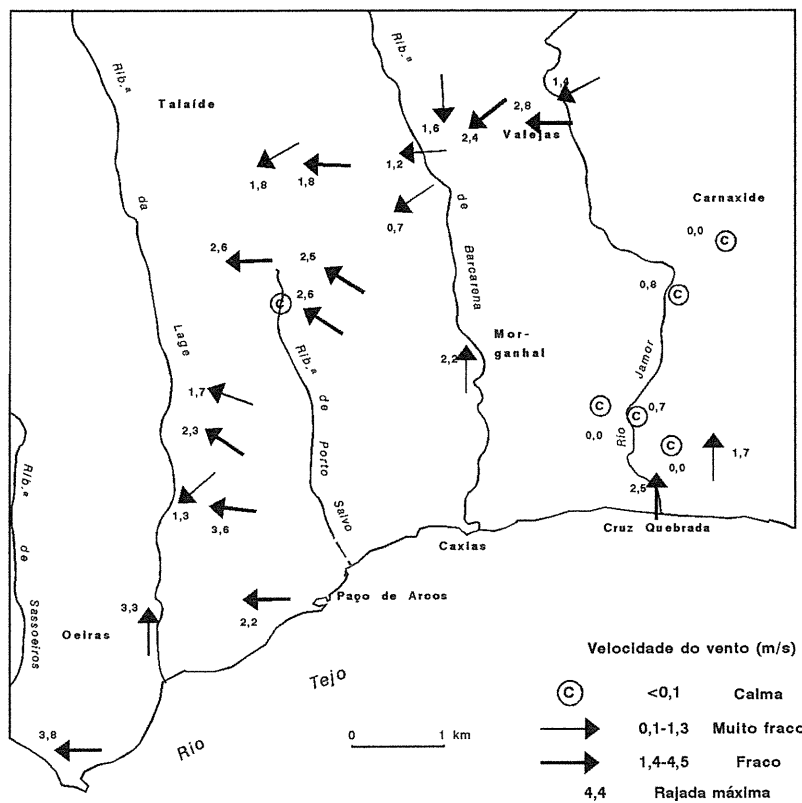
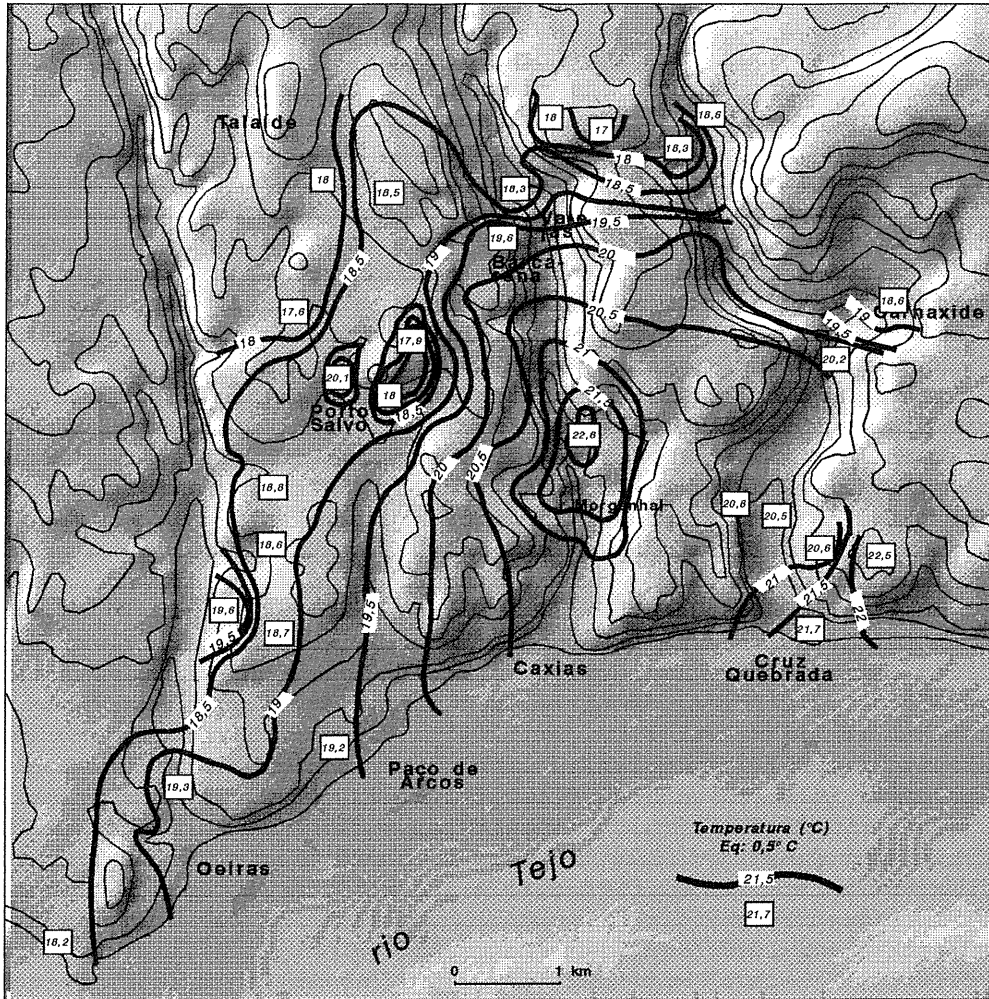


Fig. 50 - Temperatura e vento a meio do dia, em 13/2/93, na região de Oeiras.

***Situação influenciada pela margem do anticiclone atlântico misto prolongado por uma apófise polar (27 de Fevereiro de 1993)***

***Panorama sinóptico e massas de ar.***

Na figura 51 a representa-se a situação sinóptica à altitude de 500 hPa (às 12 h) no dia 27 de Fevereiro de 1993. Através da sua análise, verificamos a existência de uma circulação meridiana bastante pronunciada, cuja dorsal se encontra disposta segundo um eixo Norte/Sul, ocupando grande parte do Atlântico oriental e chegando a atingir latitudes muito elevadas (cerca do 60°N). Sobre o continente europeu o vale planetário estende-se para Sul até ao norte de África. À superfície o anticiclone atlântico misto é prolongado por uma apófise polar (fig. 51 b), encontrando-se Lisboa numa posição marginal em relação a este aparelho isobárico.

Em toda a coluna de ar o fluxo era proveniente de Norte, como se poderá observar na sondagem aerológica da figura 52. Este anticiclone é composto por duas massas de ar: uma polar ou mesmo ártico marítimo nas camadas mais baixas da atmosfera (temperatura  $\theta_w$  entre 3,5°C e 6°C), sendo encimada por ar quente de origem tropical, subsidente, com  $\theta_w$  superior a 9°C. As massas de ar têm tendência a tornarem-se convectivas, uma vez que, ao descerem em latitude, vão aquecer pela base sobre um oceano com temperaturas cada vez mais elevadas (RAMOS, 1986, p. 123). A coluna de ar possui uma humidade absoluta de 4 g de vapor de água por kg de ar seco e relativa inferior a 45 %, nas camadas mais baixas da atmosfera. Segundo RAMOS (1986), este tipo de anticiclone tem uma frequência anual relativamente fraca (cerca de 5%). Apesar disso, as condições de margem anticiclónica são particularmente importantes em Portugal, representando 51 % do conjunto das situações anticiclónicas. (*idem* p. 148).

27/2/93

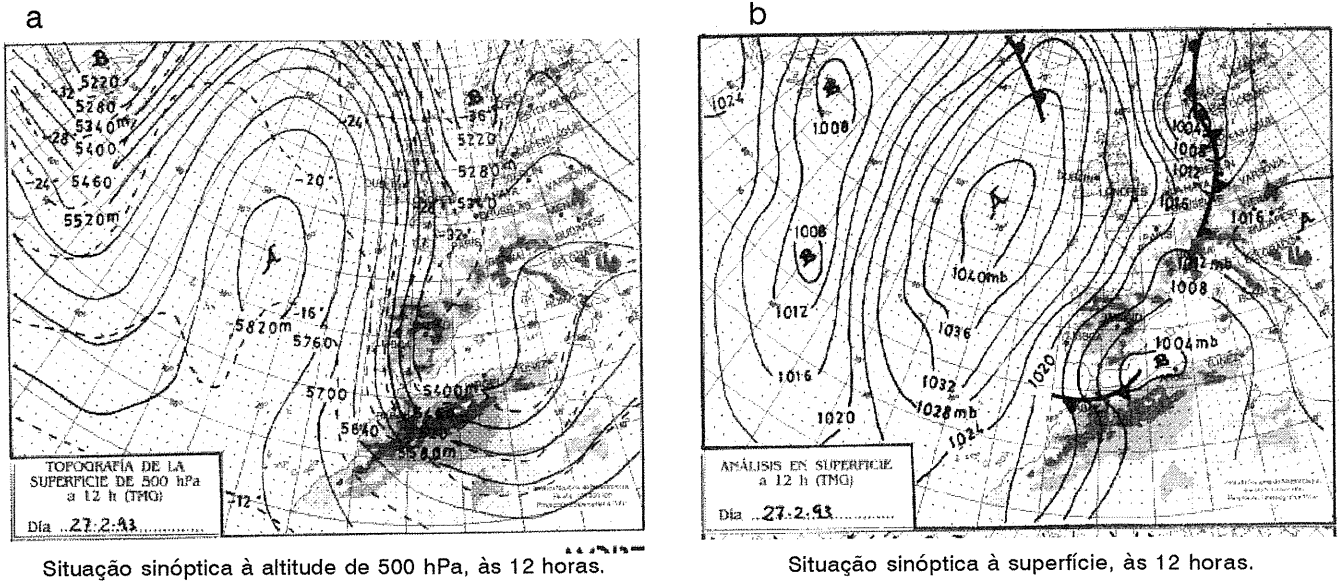


Fig. 51 - a - Circulação meridiana.  
b - Anticiclone atlântico misto com apófise polar.

Fonte: BOLETIN METEOROLOGICO DIARIO de Espanha.

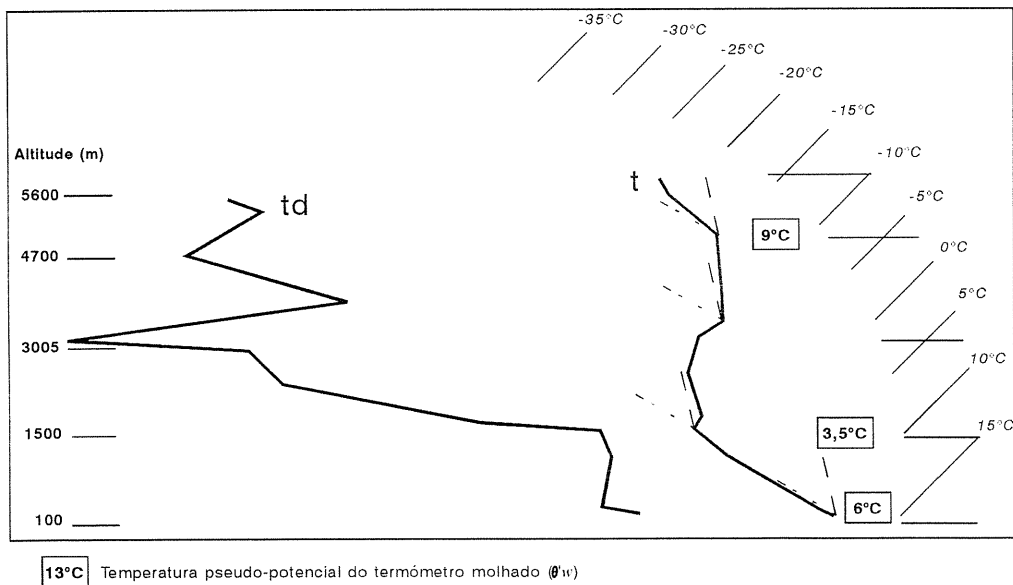


Fig. 52 - Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12h do dia 27/2/93

### ***Observações de superfície em Lisboa.***

Noutro trabalho (RAMOS, 1986), foram descritas vagas de frio intenso em condições sinópticas idênticas às do dia 27 de Fevereiro. No entanto, a invasão de ar polar (ou eventualmente ártico) não se fez sentir com a intensidade esperada no dia de campanhas de medição. Em Lisboa, apenas no dia seguinte, a temperatura mínima desceu a 6°C (fig. 53). Durante o dia de medições, a amplitude térmica em Lisboa foi fraca (apenas 2°C) com uma mínima de 11°C e uma máxima de 13°C. O vento, como aliás já foi referido, soprou intensamente de Norte, registando-se velocidades superiores a 11 m/s às 6 horas e às 12 horas. A nebulosidade foi geralmente fraca, não ultrapassando 3/8 de céu coberto.

### ***Temperatura e vento na madrugada de 27/2/93.***

A madrugada de 27 de Fevereiro de 93 ficou marcada por um reduzido gradiente térmico, entre os topos mais elevados e as áreas topograficamente deprimidas (fig. 54). A variabilidade espacial da temperatura (demonstrada pelo baixo valor do desvio-padrão: 0,5°C, quadro XV), deu lugar a um padrão térmico pouco complexo. Ao contrário de observações feitas noutras madrugadas, a advecção do ar frio, de origem polar com trajectória rápida, não foi determinante para a sua acumulação em áreas mais deprimidas, provavelmente devido ao vento forte. As áreas ribeirinhas estavam menos arrefecidas (o efeito amenizador do Tejo não será de desprezar já que, nesta altura do ano, encontra-se menos frio que o continente), enquanto no Norte da região os topos eram "varridos" pelos ventos fortes e frios de Norte (em Talaíde e Barcarena a temperatura era inferior a 10°C (fig. 53). Nalguns fundos de vale mais abrigados, observava-se temperatura um pouco mais elevada, como por exemplo na Sr.<sup>a</sup> da Rocha (4) e ribeira de Barcarena (26) com cerca de 11°C.

O vento parece ser a principal causa da fraca variabilidade térmica espacial, assim como da ausência de lagos de ar frio. Rajadas superiores a 14 m/s, como as que foram

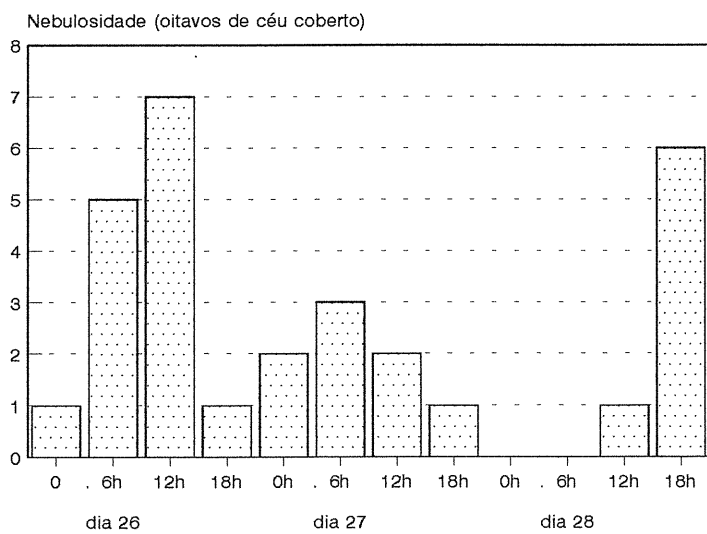
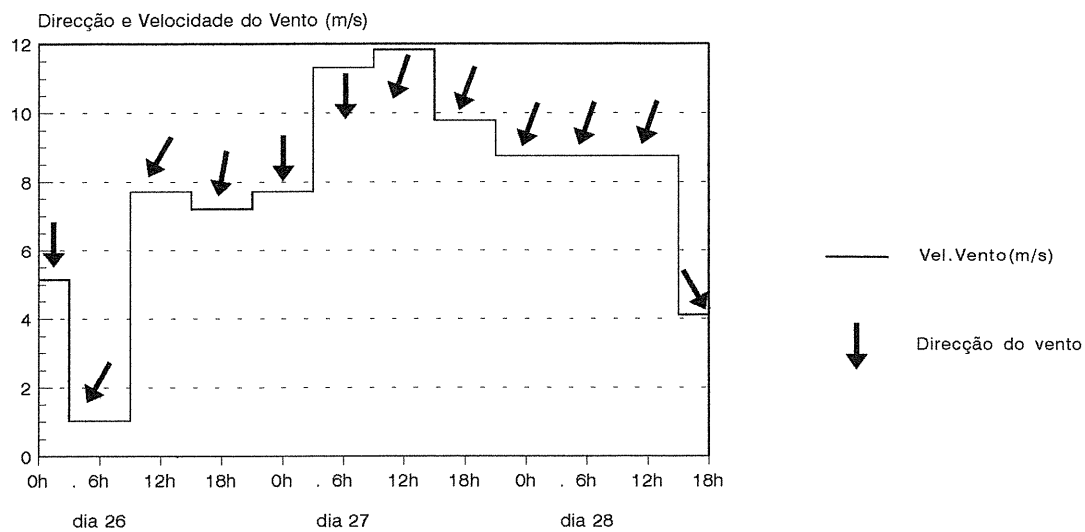
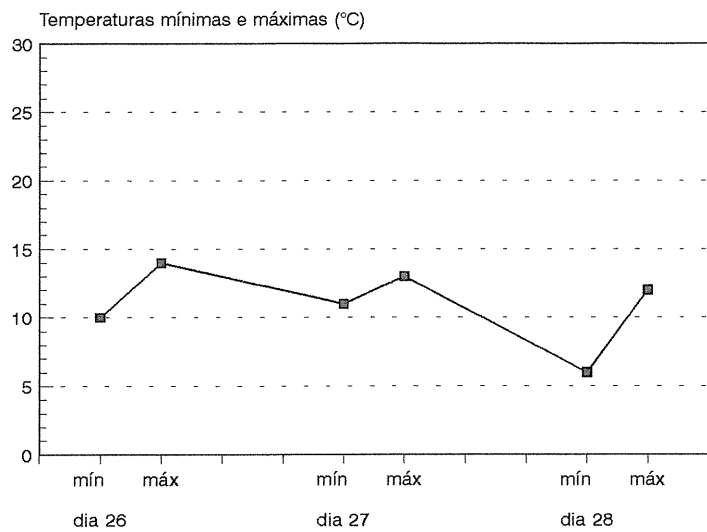


Fig.53 - Observações meteorológicas de superfície em Lisboa nos dias 26, 27 e 28 de Fevereiro de 1993. Fonte: Boletins Meteorológicos Diários, I.N.M.G.

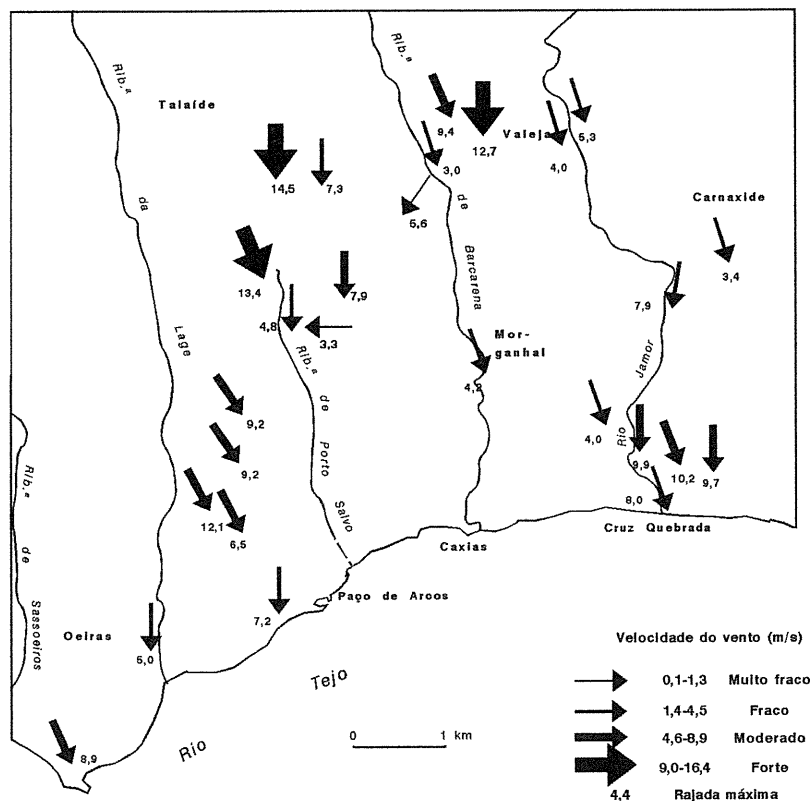
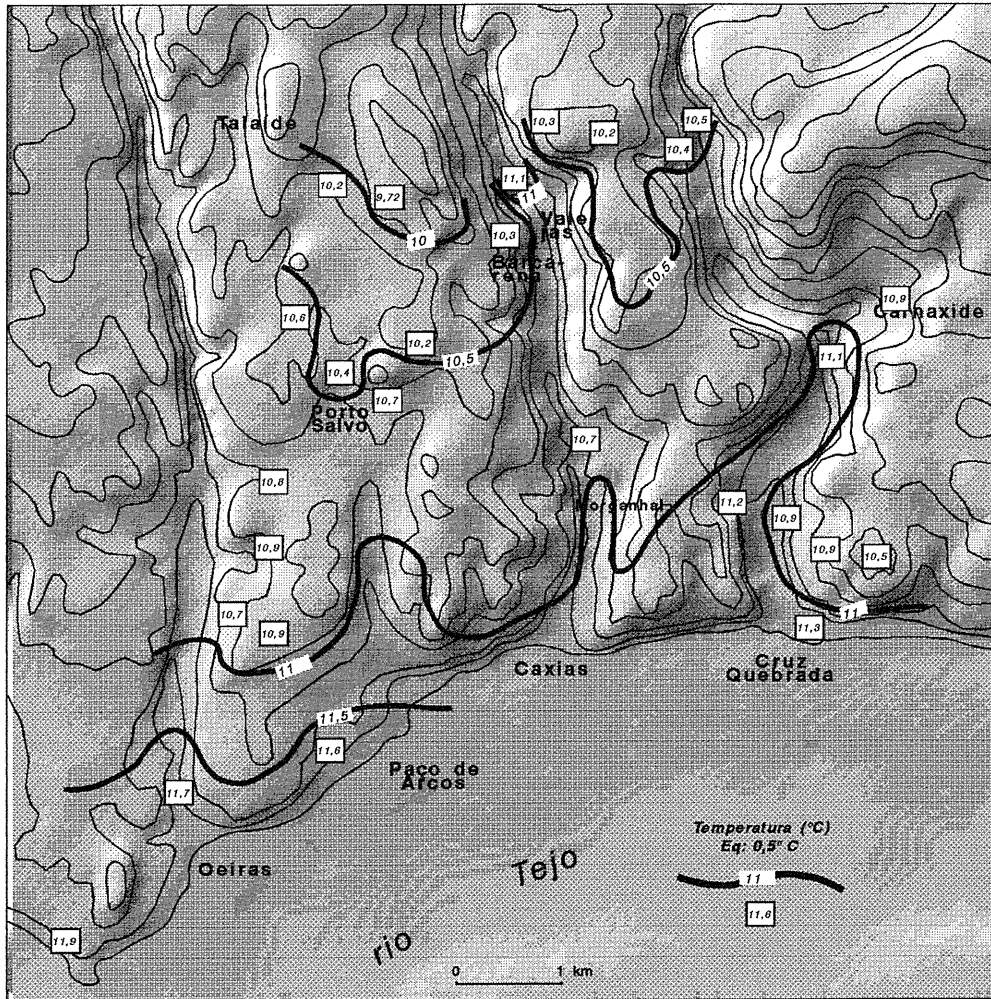


Fig. 54 - Temperatura e vento na madrugada de 27/2/93, na região de Oeiras.

observadas, não permitem a estabilidade atmosférica necessária para que ocorra drenagem e a estagnação do ar frio nos fundos dos vales.

### ***Temperatura e vento a meio do dia 27/2/93.***

Durante as medições diurnas, o vento continuou a soprar com bastante intensidade de Norte e Noroeste. O padrão térmico não sofreu, por isso, grandes modificações em relação à madrugada, sobretudo no Norte da área (fig. 55). Os topos eram os locais mais arrefecidos, sendo observadas temperaturas inferiores a 15°C (média calculada para toda a região, quadro XV). Junto ao Tejo, a temperatura era mais elevada.

A influência do vento parece ser, mais uma vez, determinante na diferenciação térmica ( $r = -0,55$ ). Em Vila Fria (19), o gradiente térmico é bastante elevado em relação às áreas circundantes, verificando-se uma diminuição de 3°C numa área de menos de 1 km<sup>2</sup>. Este local é abrigado do vento de Norte pelo relevo e pelos edifícios que se encontram junto ao ponto de medição. Estes dois factores obrigam o vento a mudar de rumo para a direita, passando a soprar de Este para Oeste e a diminuir a velocidade, cujas rajadas não ultrapassaram 5 m/s. Pelo contrário, junto a Porto Salvo (22), local mais arrefecido, a rajada máxima observada atingiu 13,5 m/s (fig. 55). Outro exemplo elucidativo ocorreu no Estádio Nacional (7). Neste local, abrigado do vento de Norte pela mancha florestal, a temperatura era 4,2°C mais elevada que no vale do Jamor (6), exposto ao vento de Norte canalizado e de velocidade elevada. Aqui a rajada máxima ultrapassou 14 m/s, enquanto junto ao Estádio se manteve abaixo de 3 m/s.



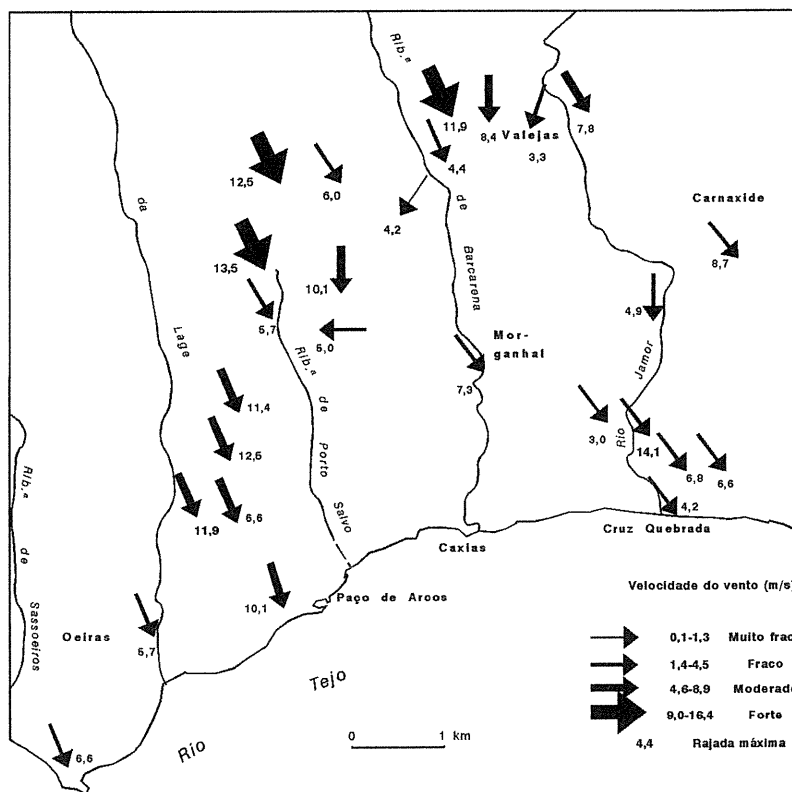
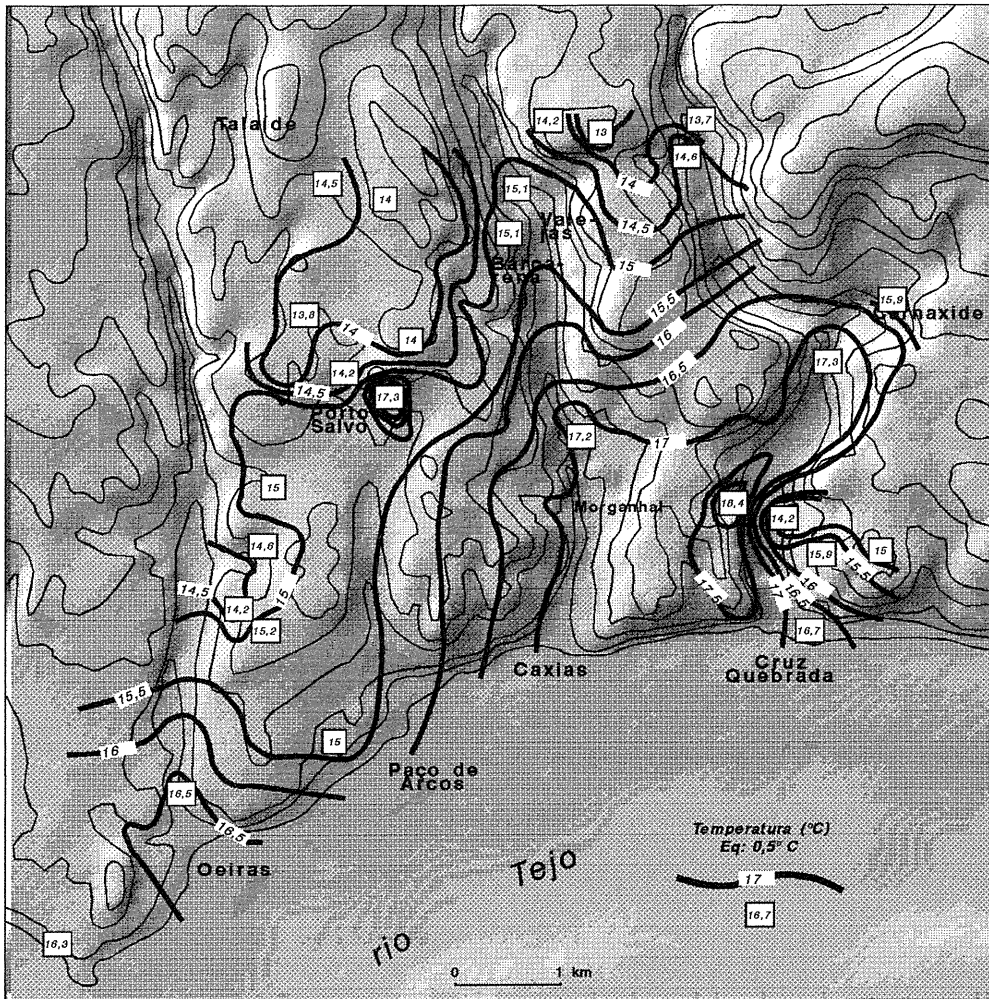


Fig. 55 - Temperatura e vento a meio do dia, em 27/2/93, na região de Oeiras.

### ***Situação influenciada pela margem do anticiclone atlântico subtropical (21 de Março de 1993)***

#### ***Panorama sinóptico e massas de ar.***

No dia 21 de Março de 1993 a circulação sinóptica em altitude era zonal (fig. 56 a). À superfície existiam vários núcleos anticiclónicos, dispostos numa faixa desde o Atlântico central até ao Mediterrâneo. Lisboa encontrava-se sob a influência anticiclónica (a pressão atmosférica era de 1022 hPa), com fluxo proveniente de Noroeste, embora, mais uma vez, numa situação de margem.

A sondagem aerológica (fig. 57) mostra a estrutura do anticiclone atlântico subtropical (ou dos Açores). Este anticiclone pertence à faixa das altas pressões subtropicais, sendo por isso um anticiclone dinâmico e homogéneo, composto por uma massa de ar quente e subsidente (RAMOS, 1986, p. 136). A temperatura  $\theta_w$ , semelhante em quase toda a coluna de ar, variava entre 13°C (à superfície) e 11°C em altitude. A coluna de ar encontrava-se bastante húmida (humidade absoluta de 9 g/kg de ar seco e relativa superior a 70 %), nas camadas mais baixas da atmosfera.

O anticiclone subtropical é um dos mais frequentes em Portugal, com 33 % das situações anticiclónicas (RAMOS, 1986).

#### ***Observações de superfície em Lisboa.***

A temperatura em Lisboa (fig. 58) no dia 21 de Março, oscilou entre 12°C e 18°C. Às 6 horas não havia vento, passando a soprar de Noroeste às 12 horas, com uma velocidade de 4 m/s, situação que se manteve até ao final da tarde. O anticiclone subtropical pode originar alguma nebulosidade como se poderá constatar na figura 58 (6/8 de céu coberto ao

21/3/93

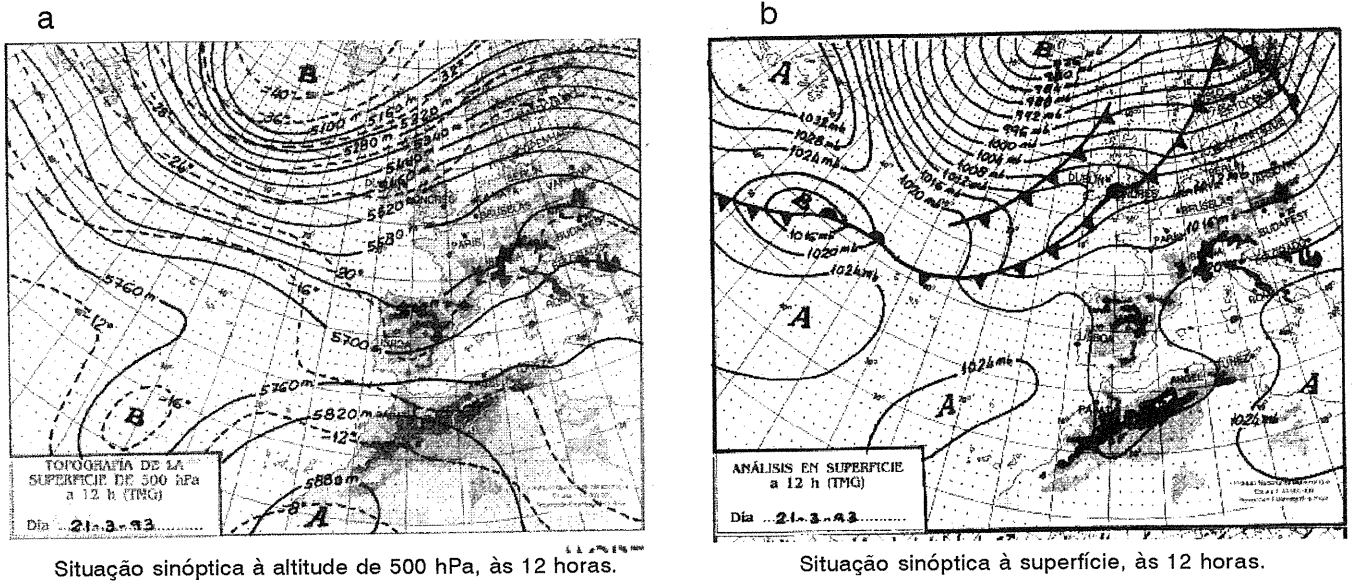


Fig. 56 - a - Circulação zonal.  
b - A Península Ibérica encontra-se sob a margem do anticiclone atlântico sub-tropical.

Fonte: BOLETIN METEOROLOGICO DIARIO de Espanha.

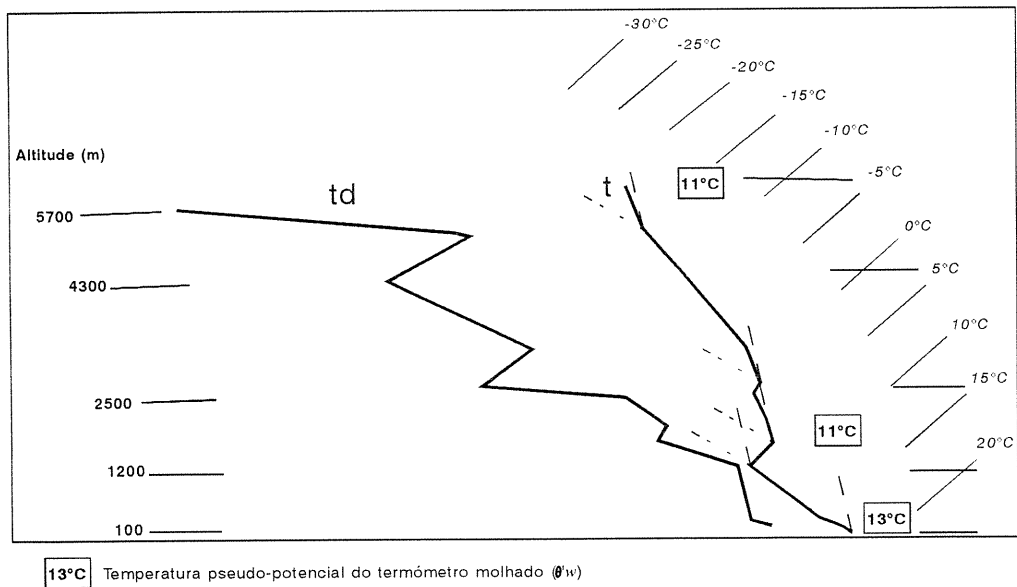


Fig. 57 - Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12h do dia 21/3/932

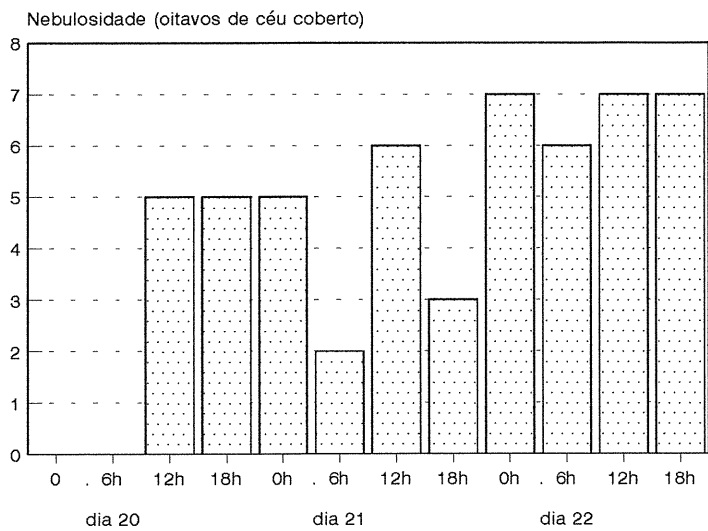
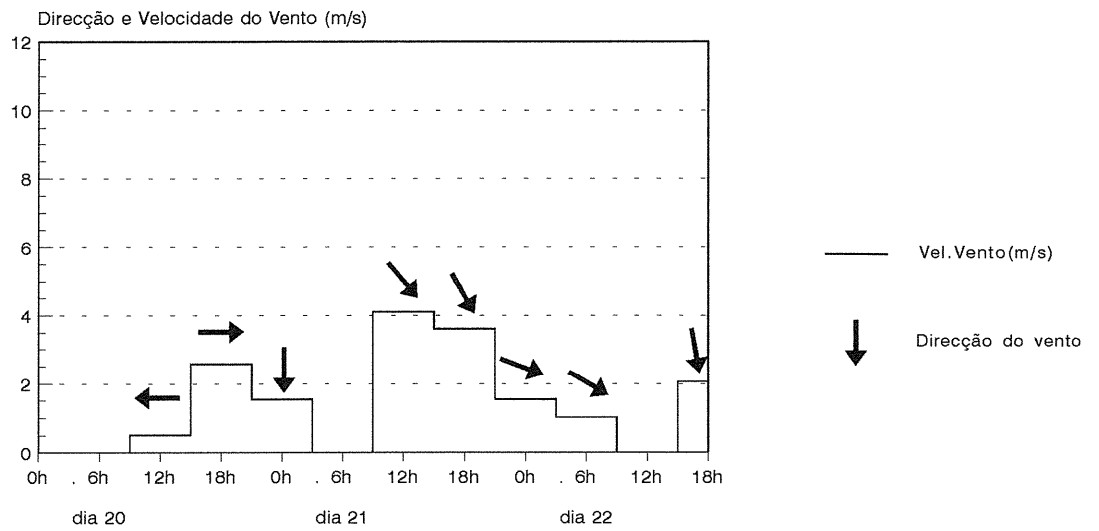
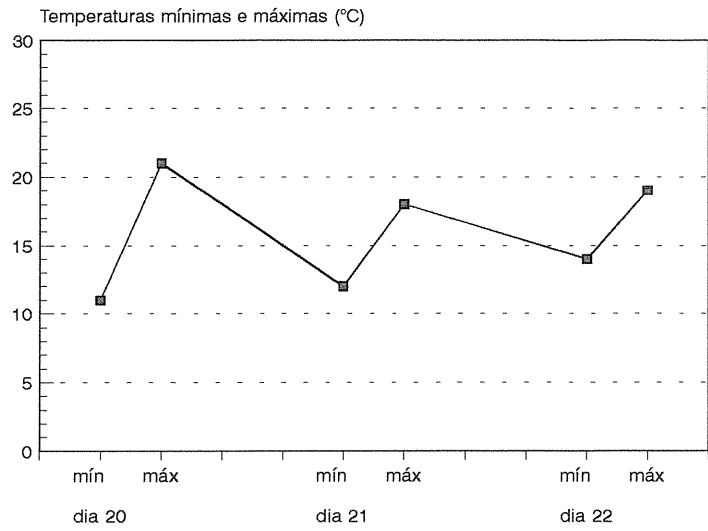


Fig.58 - Observações meteorológicas de superfície em Lisboa nos dias 20, 21 e 22 de Março de 1993. Fonte: Boletins Meteorológicos Diários, I.N.M.G.

meio-dia). Às 6 horas, durante as medições de madrugada, a nebulosidade era fraca (2/8 de céu coberto).

### ***Temperatura e vento na madrugada de 21/3/93.***

Durante a madrugada de 21 de Março de 1993 (fig. 59) o vento não se fez sentir na região de Oeiras e a temperatura não apresentou grande variabilidade espacial (desvio-padrão de 0,5°C, quadro XV). Os locais que se encontravam mais arrefecidos eram os topos do Norte da área, enquanto a temperatura mais elevada (superior à média calculada de 12,4°C, quadro XV) era observada onde existe um coberto vegetal mais denso: Estádio Nacional (ponto 7, com 13,2°C) e Alto de St.<sup>a</sup> Catarina (9, com 13,6°C).

### ***Temperatura e vento a meio do dia 21/3/93.***

Como se poderá observar na fig. 60, durante o dia o vento soprou fraco de Norte e Noroeste, apenas pontualmente com rajadas superiores a 5 m/s. Em alguns locais, como por exemplo em Leceia (25), o rumo do vento sofreu alterações, passando a soprar de Oeste, seguindo o traçado das ruas. As áreas ribeirinhas, entre Paço de Arcos e Cruz Quebrada, encontravam-se mais quentes (temperatura superior a 22°C). Porto Salvo (21) e Leceia (25), ambos com 22,3°C, formavam pequenos núcleos aquecidos no interior. No Noroeste da região de Oeiras encontravam-se os locais mais arrefecidos.

A relação entre o vento e a temperatura neste dia não é evidente, apesar do valor do coeficiente de correlação ser estatisticamente significativo ( $r = 0,49$ , quadro XIV). Conclui-se que, perante esta situação, o vento não é o principal factor que explica o padrão de distribuição da temperatura (as causas deste e doutros comportamentos térmicos irão ser estudadas, mais detalhadamente, no próximo capítulo).

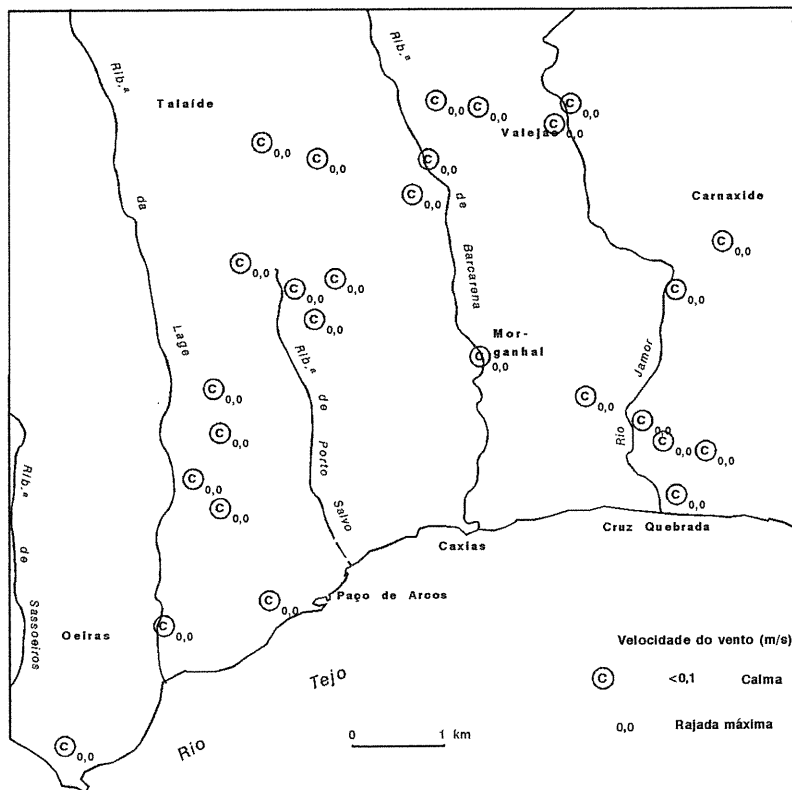
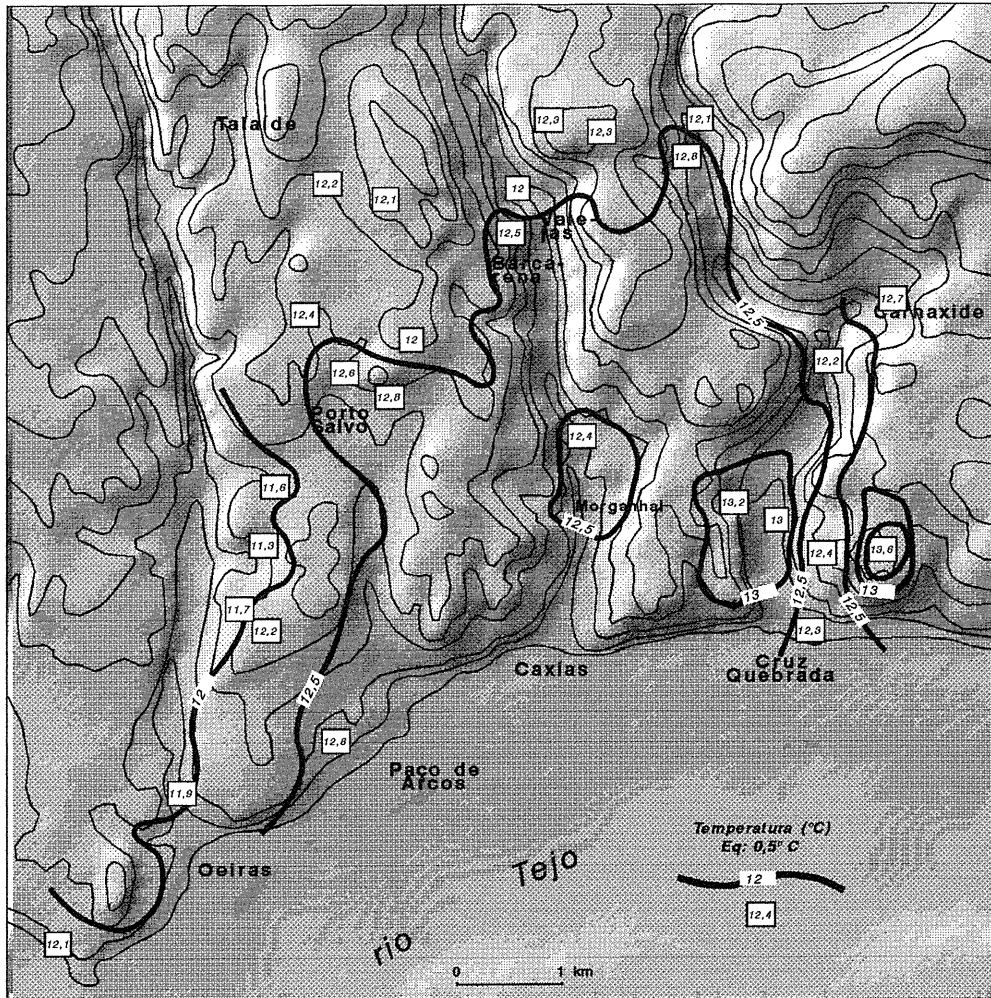


Fig. 59 - Temperatura e vento na madrugada de 21/3/93, na região de Oeiras.

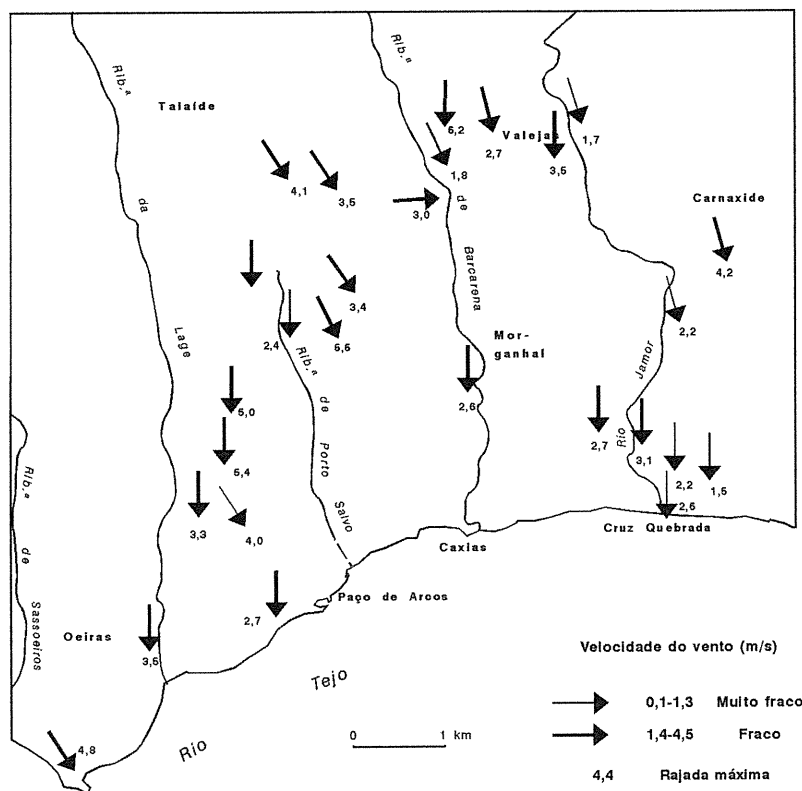
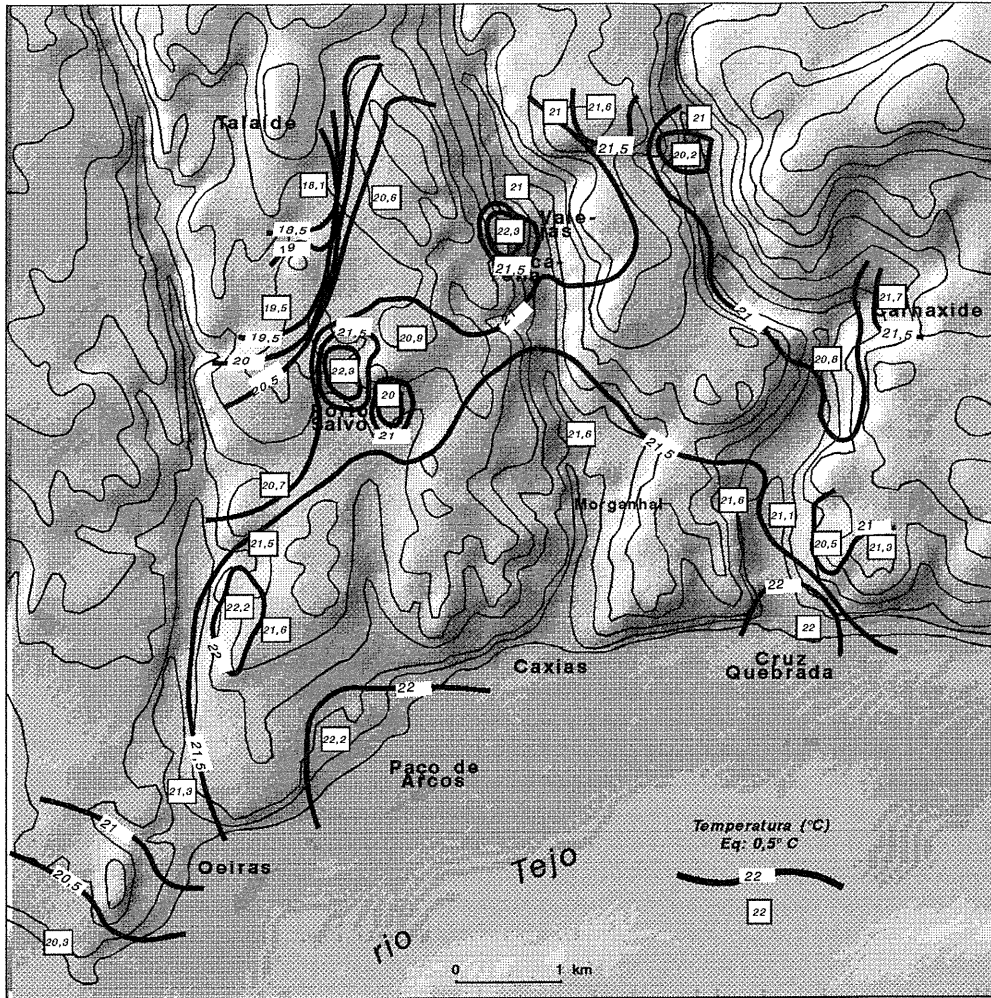


Fig. 60 - Temperatura e vento a meio do dia, em 21/3/93, na região de Oeiras.

Quadro XIV – Coeficientes de correlação (r) entre a temperatura e velocidade do vento observados nas campanhas de medição

		Campanhas de medição									
Temperatura		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		19/9	3/10	31/10	21/11	19/12	16/1	31/1	13/2	27/2	21/3
Madrugada	r	-0,36	-0,64	+0,13	-0,16	-0,07	+0,35	-0,27	-0,47	-0,19	—
A meio do dia	r	-0,53	-0,60	-0,63	-0,49	-0,25	-0,69	-0,58	-0,54	-0,55	-0,49

O coeficiente mínimo significativo, com uma margem de erro de 0,02, é de 0,45.

Quadro XV – Média e desvio-padrão da temperatura observada nas campanhas de medição.

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Temperatura		19/9	3/10	31/10	21/11	19/12	16/1	31/1	13/2	27/2	21/3
Madrugada	Média (°C)	16,7	17,8	9,4	8,8	12,9	7,0	10,9	10,6	10,8	12,4
	D-p (°C)	0,6	0,5	0,7	0,7	0,6	0,8	0,6	0,6	0,5	0,5
A meio do dia	Média (°C)	25,7	22,5	16,4	19,6	18,4	17,5	14,8	19,3	15,2	21,1
	D-p (°C)	1,4	0,8	0,9	1,1	0,6	1,5	0,9	1,4	1,3	0,9

### 3. Remate

Apesar de não terem sido observados no campo todos os padrões térmicos da região de Oeiras durante a época mais fria do ano, e o período estudado (Setembro de 1992 a Março de 1993) corresponder a um caso particular, foram identificadas algumas situações típicas que, do ponto de vista do clima local, são bastante interessantes.

As duas primeiras campanhas de medição mostraram situações habituais no final do Verão e início do Outono. Na primeira (em 19 de Setembro de 1992), a Nortada foi a principal responsável pela diferenciação térmica: os topos desabrigados (sobretudo no Norte



da região) encontravam-se mais arrefecidos dos que as áreas ribeirinhas, protegidas do vento de Norte pela mancha urbana e pela mata do Estádio Nacional. Os fundos de vale, locais mais abrigados por excelência, possuíam temperaturas mais elevadas tanto de dia como de madrugada.

A situação anticiclónica perturbada com vento de Norte, verificada durante a segunda campanha de medição (3 de Outubro de 1992), determinou um comportamento térmico em certos aspectos semelhante ao anterior. No entanto, a aproximação de uma perturbação frontal e a nebulosidade determinaram a ocorrência de fracos gradientes térmicos durante a madrugada: os locais menos frios do litoral e fundos de vale apenas registavam temperatura 1 a 2°C superiores aos locais desabrigados e frios: os topos do Norte da área. A meio do dia o padrão de distribuição das temperaturas pouco foi alterado (topos do Norte frios, litoral e fundos de vale mais aquecidos), embora a variabilidade térmica tenha aumentado devido ao vento que começou a soprar com um pouco mais de intensidade.

Durante o Inverno, quando há vento de Norte, ficou msotrado que dois factores justificam as temperaturas ligeiramente mais elevadas nas áreas ribeirinhas: em primeiro lugar a proximidade do Tejo que, nesta altura do ano, atenua os contrastes térmicos, actuando como amenizador do clima; em segundo lugar as áreas urbanas e a mata do Estádio Nacional, que funcionam como barreira à progressão do vento de Norte, que arrefece sobretudo as áreas topograficamente mais elevadas.

Outro dos padrões térmicos observados ocorreu depois de noites de arrefecimento radiativo. Durante as noites anticiclónicas, frias e calmas, o ar mais arrefecido tende a descer as vertentes por força da gravidade, acumulando-se nos fundos de vale e áreas topograficamente deprimidas, podendo formar lagos de ar frio. A meia-vertente poder-se-á individualizar uma cintura térmica, caracterizada por temperaturas mais elevadas do que nos fundos de vale e nos topos. Estes fenómenos e a sua manifestação na região de Oeiras irão ser mais detalhadamente expostos no capítulo VI.

As advecções de ar polar, como na situação de 27 de Fevereiro de 1993 (Lisboa encontrava-se sob a influência da margem do anticiclone atlântico misto prolongado por

uma apófise polar), não são determinantes para a acumulação do ar frio em áreas topograficamente deprimidas. A fraca variabilidade térmica espacial ficou a dever-se ao vento forte. Rajadas superiores a 14 m/s, como as que foram observadas, não permitem a estabilidade atmosférica necessária para que ocorra drenagem e estagnação do ar frio nos fundos dos vales. É provável que esse fenómeno tenha ocorrido nos dias a seguir ao das medições, com a persistência das condições anticiclónicas (em Lisboa a temperatura mínima baixou 5°C no dia 28) e o abrandamento da velocidade do vento.

As situações que deram origem às mais intensas acumulações de ar frio nos fundos dos vales de Oeiras foram as de 21 de Novembro de 1992 (situação influenciada pelo anticiclone ibero-africano) e 16 de Janeiro de 1993 (anticiclone ibero-mediterrâneo). Sempre que os fenómenos relacionados com a drenagem do ar frio se manifestam nesta região, a variabilidade térmica espacial durante a madrugada aumenta, porque as diferenças de temperatura entre os fundos do vale, os topos e as vertentes também são maiores. Este facto comprova-se facilmente através dos valores mais elevados do desvio-padrão da temperatura nos exemplos indicados (quadro XV).

Outro dos padrões térmicos na região de Oeiras foi identificado com a medição de 19 de Dezembro de 1992. A situação perturbada de Sudoeste com forte nebulosidade, alguma precipitação e vento muito fraco, alternando com períodos de calma absoluta (a passagem da frente não coincidiu com as campanhas de medição, ao contrário do que sugerem os mapas sinópticos), determinou à superfície um padrão térmico pouco diferenciado durante a madrugada e a meio do dia. Igualmente a elevada nebulosidade (7/8 de céu coberto) e os vestígios de precipitação no dia 31 de Janeiro de 1993 (situação influenciada pela margem norte de um centro depressionário), poderão estar na origem do fraco gradiente térmico em toda a região de Oeiras, evidenciado na campanha do meio do dia.

O litoral pode apresentar contrastes térmicos Oeste/Este quando o vento sopra de Este. Durante a campanha a meio do dia de 16 de Janeiro de 92, foi referido que a Cruz Quebrada e Paço de Arcos tinham temperaturas superiores a 18°C, enquanto junto ao Forte de S. Julião (em Oeiras) a temperatura era 4°C inferior. O facto deste local se encontrar mais

exposto ao vento de Este, poderá ser a explicação da diferença térmica em pouco mais de 3 km de distância.

O fundo do vale de Barcarena, junto a Morganhal, é um local onde são bem marcados os contrastes térmicos entre a madrugada e o meio do dia, sobretudo quando a noite é de arrefecimento radiativo. É sempre provável a acumulação do ar frio durante a madrugada, enquanto de dia, devido sobretudo às condições de abrigo do vento, a temperatura é sempre mais elevada. Mesmo em noites com nebulosidade, onde é fraca a hipótese da drenagem e acumulação de ar frio nas superfícies topograficamente deprimidas (dá-se o exemplo de 31 de Janeiro de 1993, em que a situação era influenciada pela margem norte de um centro depressionário), no Morganhal observavam-se as temperaturas mais baixas, devido também a ser um local abrigado do vento de Norte. Há, portanto, forte probabilidade das amplitudes térmicas diurnas serem, neste local, as mais elevadas de toda a região.

Na mata do Estádio Nacional, pelo contrário, as amplitudes diárias são as mais baixas. Durante a noite o arrefecimento dentro da mata, provocado pela radiação em grandes comprimentos de onda, é atenuado pela copa das árvores, e a temperatura do ar, acima do solo, permanece mais elevada do que nas áreas circundantes sem coberto vegetal. A acção do vento no arrefecimento da temperatura junto ao solo também é menor, já que a orla da mata funciona como barreira à sua penetração. Durante o dia, o seu interior, abrigado do vento, possui, por vezes, temperaturas mais elevadas. Dá-se o exemplo da campanha de medição de 27 de Fevereiro de 1993, em que, no Estádio Nacional, a temperatura era 4°C mais alta que no vale do Jamor, exposto ao vento de Norte. Aqui a rajada máxima ultrapassou 14 m/s, enquanto junto ao Estádio a velocidade do vento manteve-se abaixo de 3 m/s.

As urbanizações, o vento e uma posição topográfica deprimida podem provocar fortes gradientes térmicos durante o dia, em áreas relativamente pequenas. Foi dado o exemplo das temperaturas a meio do dia em 13 de Fevereiro de 1993: em Porto Salvo havia calma absoluta e a temperatura era de 20,1°C, enquanto fora da aglomeração urbana, onde o vento soprava com rajadas entre 1,4 e 4,5 m/s, a temperatura era 2°C mais baixa.

Uma ruptura de declive ou até as aglomerações urbanas podem fazer com que o vento de Norte, bastante frequente nesta área, sofra uma ligeira mudança no rumo, contornando o relevo, ou as localidades. Não foi possível apurar em que circunstâncias inflecte para a esquerda ou para a direita (fig. 20).

Ficou bem documentada a importância do vento no padrão de distribuição de temperaturas. No entanto, não será a única variável a entrar em jogo no clima local. No próximo capítulo ir-se-á prosseguir a investigação, tentando estabelecer relações numéricas entre as temperaturas e os principais factores que induzem a variabilidade térmica na região de Oeiras.

## **Capítulo V – FACTORES QUE INFLUENCIAM A DISTRIBUIÇÃO DAS TEMPERATURAS NA REGIÃO DE OEIRAS**

### **1. Quadro experimental**

Neste capítulo, tentou-se determinar a relação numérica entre alguns factores geográficos, apresentados mais adiante, e a distribuição da temperatura a meio do dia e de madrugada, observadas durante as campanhas itinerantes.

À semelhança de um trabalho sobre o clima da região de Lisboa (ALCOFORADO, 1988 e 1992), a primeira tentativa foi baseada na técnica de regressão múltipla. Este tipo de análise multidimensional permite estabelecer relações lineares entre variáveis ditas independentes ou explicativas (neste caso, os factores geográficos considerados foram a latitude, a longitude e a altitude) e uma variável dependente (a temperatura).

No entanto, outros factores poderão exercer um papel fundamental na repartição térmica à escala local (o tipo de ocupação do solo, a geometria do relevo e a exposição, entre outros), cabendo aqui também verificar a sua importância na distribuição das temperaturas. Não sendo possível utilizar a regressão múltipla com variáveis que não têm tradução quantitativa directa (como por exemplo o tipo de ocupação do solo), recorreu-se à análise factorial de correspondências (AFC). Esta permite o tratamento de dados de natureza qualitativa, depois de traduzidos num quadro de descrição lógica (ausência/presença de determinado factor num dado local). Segundo alguns autores (DAUPHINÉ, 1973, p. 75; CHAMUSSY, 1980, p. 219; SOLIS, 1987, p. 347, PEREIRA, 1989, p. 18), a AFC é a análise multidimensional mais adequada para este tipo de variáveis.

O tratamento dos dados foi feito separadamente para as temperaturas de madrugada e a meio do dia, em ambas as técnicas (de regressão múltipla e AFC).

## **2. Antecedentes da aplicação da técnica de regressão múltipla na região de Lisboa**

ALCOFORADO (1992), no seu trabalho sobre o clima da região de Lisboa, avaliou a importância de quatro factores geográficos (a latitude, a longitude, a altitude e a distância ao mar), na repartição das temperaturas máximas e mínimas, numa área, que engloba,  *grosso modo*, as penínsulas de Lisboa e Setúbal e uma parte considerável do Vale do Tejo.

Ir-se-ão apontar resumidamente, algumas das conclusões a que a autora chegou, de modo a verificar, apesar das diferentes escalas de trabalho, se existem algumas particularidades térmicas que se repetem na região de Oeiras.

Pretende-se aqui analisar se os factores apontados anteriormente se repercutem sobre as temperaturas da mesma forma nas duas escalas de análise, ou, pelo contrário, se comportam de maneira muito diversa. No entanto, os resultados poderão não ser absolutamente comparáveis, já que ALCOFORADO (1992) trabalhou as temperaturas em termos de máximas e mínimas médias mensais de um período alargado (1947 a 1975).

No presente estudo os dados foram obtidos pontualmente através de campanhas de medição, podendo os valores recolhidos não corresponder exactamente às temperaturas máximas e mínimas. Por outro lado, enquanto aquela autora utilizou os dados referentes a estações climatológicas, o que significa que nem todas as áreas foram suficientemente cobertas<sup>(1)</sup>, no presente trabalho os pontos de medição foram criteriosamente seleccionados, de modo a cobrirem os mais variados relevos e tipos de ocupação do solo.

As principais conclusões apontadas por ALCOFORADO (1992), serão seguidamente apresentadas e servirão para sistematizar as ideias no presente trabalho.

Em primeiro lugar é referido, nesse estudo, que o modelo de regressão múltipla é mais adequado para as temperaturas máximas (p. 86), ficando a temperatura mínima imperfeitamente analisada (p. 87). A autora sugere que, para as mínimas, existem outros

---

(1) Como é referido no citado estudo, a falta de postos de observação nas colinas a Norte de Lisboa e noutros relevos da Estremadura, não permite uma análise segura da acção de certos factores como a altitude (ALCOFORADO, 1992, p. 87).

factores de "carácter local", como o efeito urbano e a posição topográfica, que deveriam ser introduzidos no modelo e não o foram, por "dificuldades de expressão em termos quantitativos" (p. 87). A latitude exerce uma influência praticamente nula na variabilidade das temperaturas, (sendo um pouco mais notória durante os meses de Verão), facto que se deve à reduzida dimensão da área (*idem*). A altitude, por seu lado, induz o ritmo estacional nas temperaturas máximas, sendo um factor importante para explicar a sua diminuição, sobretudo nos meses de Inverno com prolongamento pelo início da Primavera (aproximadamente entre Novembro e Março/Abril – p. 87). Efectivamente, é "durante os dias de Inverno que a temperatura parece diminuir mais com a altitude" (p. 92). No que diz respeito às mínimas, é especialmente durante aquela estação do ano que, a influência da altitude é mais reduzida. No entanto, é referido que aquele factor é o principal responsável pelo arrefecimento das noites de Verão.

A longitude e a distância ao mar, segundo a autora, têm "maior importância na variação das temperaturas máxima de Verão" (sobretudo a distância ao litoral ocidental de Maio a Outubro), altura "em que o gradiente térmico W-E é muito forte" (p. 87). A comprová-lo, os resíduos da regressão múltipla, frequentemente negativos junto ao mar "devido à influência directa das águas frescas oceânicas causadoras de nevoeiros ao longo do litoral." (*idem*). Quanto às temperaturas mínimas, o efeito "amenizador" do oceano, parece ser mais marcado de Novembro a Fevereiro, altura em que se dá uma forte diminuição destas temperaturas para o interior. Neste caso os resíduos são elevados e positivos no litoral Oeste e em Lisboa. No entanto, a diminuição das temperaturas mínimas para o interior, durante o Inverno, depende mais da posição topográfica do local, do que propriamente da distância ao mar: num local topograficamente deprimido poderá ocorrer uma forte diminuição da temperatura mínima, mesmo junto ao litoral oceânico (p. 93).

### **3. Influência da latitude, da longitude e da altitude na repartição da temperatura**

Como se referiu anteriormente, a primeira técnica utilizada no presente estudo foi a de regressão múltipla, tendo-se considerado como variáveis explicativas, a altitude, e os factores longitude e latitude. Os valores deste dois últimos factores foram obtidos através de uma quadrícula, cujo ponto fictício (0,0) se situa sobre o rio Tejo, a Sudoeste do Forte de S. Julião da Barra, em Oeiras<sup>(2)</sup>. As distâncias entre cada local de medição e a origem (factores latitude e longitude) foram medidas paralelamente aos eixos ortogonais (x,y) sobre a Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000.

Apresentam-se os coeficientes de correlação parciais, os valores de F e R<sup>2</sup> nos quadros I e II. Enquanto os coeficientes de correlação parcial traduzem o sentido e a intensidade da relação linear entre a variável dependente e uma das variáveis independentes, mantendo as outras constantes (CHAMUSSY, 1980, p. 210), o valor de R<sup>2</sup> (coeficiente de determinação múltipla) indica a parte da variância tida em conta pela regressão (*idem*, p. 211). Os coeficientes de correlação parciais inferiores a 0,40 (para um erro de 5%) não têm significado estatístico para a amostragem disponível.

A validação das regressões foi efectuada através da análise de variância explicada e residual (F). Para que, no seu conjunto, uma regressão múltipla seja significativa, o valor de F calculado deverá ser superior ao valor lido numa tabela de *Fisher-Snedecor*. No presente caso, para que uma regressão seja significativa (com uma margem de erro de 5%) o valor de F deverá ser superior a 3,03. Nos quadros I e II não foram anotados os valores de F inferiores àquele limiar, correspondendo às regressões lineares sem qualquer significado estatístico.

Numa primeira análise comparativa entre os quadros I e II, ressalta que as percentagens de variância são, de um modo geral, mais elevadas nas temperaturas a meio do dia do que durante a madrugada.

---

(2) Esta quadrícula já havia sido utilizada para quantificar os mesmos factores na interpolação de temperaturas através do processo que combina a AFC e a regressão múltipla (capítulo III).



### **3.1. A importância dos factores geográficos na variabilidade térmica durante a madrugada**

No quadro XVI, encontram-se representados os resultados obtidos com as regressões múltiplas elaboradas com os factores geográficos (altitude, longitude e latitude) e as temperaturas recolhidas nas madrugadas das campanhas de medição.

A latitude, cuja importância era pouco significativa no conjunto da região de Lisboa (ALCOFORADO, 1992), revela-se, com esta análise, um factor importante para explicar a variabilidade térmica à escala local em Oeiras. Esta divergência de resultados é apenas aparente, devendo-se não só à escala de análise, mas sobretudo à disposição das superfícies face ao oceano e ao rio Tejo. A região de Lisboa, tal como foi estudada por aquela autora, possui a Oeste uma vasta massa oceânica que, tal como foi notado, influencia determinantemente o contraste térmico entre o litoral ocidental e o interior. Em Oeiras, pelo contrário, o litoral está orientado, *grosso modo*, de Oeste para Este, encontrando-se a superfície líquida a Sul (rio Tejo). O oceano poderá certamente exercer a sua influência sobre a região de Oeiras, dependendo, sobretudo, do tipo de circulação atmosférica. Perante estes factos, justifica-se que no conjunto da região de Lisboa a longitude (complementada pela distância ao mar) seja um factor importante durante a ocorrência das temperaturas mínimas de Inverno, para explicar a sua diminuição para o interior (ALCOFORADO, 1992, p.87). Considerando apenas a região de Oeiras, o factor "distância ao mar" é representado, não pela longitude, mas sim pela latitude, o que poderá justificar o aparecimento de diferentes factores para explicar o mesmo fenómeno.

Como já se fez notar no capítulo IV, onde se apresentaram alguns dos padrões térmicos identificados na área de Oeiras, os locais junto ao litoral são os que apresentam, sistematicamente, temperaturas mais elevadas durante a madrugada, no período estudado. Os coeficientes de correlação parcial revelaram-se significativos em seis das dez campanhas de medição, comprovando a importância do factor latitude a esta escala de

análise e nesta área. O sinal negativo mostra que, nestes casos, as temperaturas são mais elevadas junto ao Tejo, diminuindo para Norte.

Em metade dos dias em que se efectuaram medições (1, 2, 7, 8, 9, quadro XVI), a altitude e a latitude actuaram no mesmo sentido, uma vez que os coeficientes de correlação têm o mesmo sinal (negativo). No entanto, a altitude tem um peso ligeiramente superior na maior parte dos casos. Como já se tinha referido no capítulo anterior, os ventos de Norte e Nordeste exercem uma influência importante no padrão de distribuição das temperaturas de madrugada (veja-se a correspondência entre estes dias e o vento às 6 horas, quadro XVI), arrefecendo os topos do Norte da região de Oeiras, surgindo as áreas mais aquecidas junto ao Tejo. Forma-se então um gradiente térmico Norte/Sul, que ronda geralmente 2°C, confirmado agora pela análise de regressão múltipla. Na medição de 19 de Dezembro de 1992 apenas o factor latitude foi importante para o mesmo padrão térmico. Na madrugada de 21 de Novembro de 1992 as temperaturas aumentavam com a altitude, único caso em que tal foi observado. O litoral encontrava-se mais arrefecido provavelmente devido ao ar frio, acumulado nos fundos dos vales, escoar para jusante. Na Cruz Quebrada, por exemplo, a temperatura era 1 a 2°C mais baixa dos que nos topos do Norte da região.

Em dois dos casos (6 e 10, quadro XVI) pelo contrário, o factor mais importante foi a longitude. No primeiro (16 de Janeiro de 1993), o vento soprava bastante fraco de Este e o arrefecimento nocturno, provocado por uma situação anticiclónica, originou a acumulação de ar frio, nos fundos dos vales do Jamor e de Barcarena. No sector Oeste da área de Oeiras, pelo contrário, as temperaturas eram um pouco mais elevadas (a relação negativa determina que a temperatura aumente à medida que diminui o factor longitude). Entre as ribeiras de Barcarena e da Laje, a superfície menos retalhada por cursos de água (o que se reflecte também num menor número de locais de medição em posição topográfica deprimida) poderá ocasionar esta dissimetria térmica Oeste/Leste, comprovado pelo sinal negativo do coeficiente da longitude (-0,55). Este valor, é o único caso em que o coeficiente é negativo e significativo do ponto de vista estatístico.

Quadro XVI – Elementos da regressão múltipla entre as temperaturas de madrugada e os factores latitude, longitude e a altitude

Campanha de Medição	Coeficientes de correlação parcial			F	R <sup>2</sup> (%)	Proveniência do vento em Lisboa às 6 h	Vel. vento em Lisboa às 6 h (m/s)	
	Alt.	Factor Lon.	Factor Lat.					
1	19/9/92	- 0,80	+(0,14)	- 0,61	16,5	68	Norte	4,6
2	3/10/92	- 0,76	+(0,08)	- 0,50	10,8	58	Nordeste	7,2
3	31/10/92	+(0,22)	-(0,27)	-(0,18)	a)	a)	Norte	4,1
4	21/11/92	+ 0,51 *	+(0,05)	-(0,09)	5,2 b)	41	calma	0
5	19/12/92	+(0,01)	-(0,40)	- 0,51	7,7	50	calma	0
6	16/1/93	+(0,12)	- 0,55 *	-(0,35)	6,2 b)	45	Este	1,5
7	31/1/93	- 0,62	+(0,21)	- 0,53	7,4	49	Norte	3,0
8	13/2/93	- 0,59	-(0,16)	- 0,66	6,8	47	Nordeste	2,0
9	27/2/93	- 0,86	-(0,15)	- 0,79	37,2	82	Norte	11,3
10	21/3/93	+(0,00)	+ 0,58 *	-(0,03)	5,9 b)	43	calma	0

a) Resultados sem significado estatístico. Não há correlação linear entre as variáveis e as temperaturas.

b) Correlação significativa apenas com a variável independente assinalada com asterisco.

Os resultados entre parêntesis correspondem a coeficientes de correlação parcial sem significado estatístico (<0,40 para um erro de 5%).

No dia 21 de Março de 1993 (medição 10, quadro XVI), foi igualmente a longitude que evidenciou uma maior importância na repartição das temperaturas de madrugada, verificando-se que os outros dois factores possuem coeficientes de correlação parcial praticamente nulos. O sinal positivo do coeficiente da longitude (+0,58), está em conformidade com o aparecimento de locais mais aquecidos no sector Este da região de Oeiras (a temperatura aumenta no mesmo sentido do factor longitude), ao contrário do exemplo anterior. Junto ao Estádio Nacional, nas proximidades do rio Tejo, o coberto vegetal das áreas envolventes da mata e a total ausência de vento, poderão originar uma menor perda de energia durante a madrugada, propiciando o aparecimento de temperaturas ligeiramente mais elevadas neste sector.

Com vento de Norte e Nordeste, não foi observada qualquer influência da longitude (coeficientes sem significado estatístico).

### **3.2. Importância dos factores geográficos na variabilidade térmica a meio do dia**

O modelo de regressão múltipla revelou-se menos eficaz para as temperaturas a meio do dia. Em três dos casos (3, 7 e 9, quadro XVII), a altitude e a latitude constituíram os principais factores responsáveis pela variabilidade térmica. Verificou-se uma relação inversa entre as temperaturas e aqueles factores, traduzida pelo sinal negativo dos coeficientes, que representa a diminuição das temperaturas a meio do dia para o interior. Saliente-se que os três casos ocorreram sempre com vento de Nordeste, atingindo velocidades que se poderão considerar médias a fortes (entre 6,1 m/s e 11,8 m/s).

Em 16 de Janeiro de 1993 a longitude, só por si, resumiu 56 % da variabilidade térmica a meio do dia (quadro XVII). Relembre-se que o padrão térmico a meio do dia era marcado pelo contraste térmico no litoral. Uma maior exposição ao vento de Este, poderá explicar a diferença de cerca de 4°C entre Paço de Arcos e Oeiras.

O padrão de distribuição das temperaturas do dia 13 de Fevereiro de 1993 (medição 8) foi determinado pela acção conjugada da altitude e da longitude, resumindo estes dois factores, 54 % da variabilidade térmica a meio do dia (quadro XVII). Tal como no caso descrito anteriormente (16 de Janeiro), os locais mais quentes encontravam-se no sector Este da área, sobretudo junto ao litoral. O vento penetrava indelével de Sul e Sueste, verificando-se que a sua influência era praticamente nula no Estádio Nacional. No sector Oeste, junto a Oeiras, o traçado da costa orientada NE/SW expõe os locais mais directamente ao vento, que penetra 4 ou 5 km para o interior.

A dicotomia entre as áreas mais abrigadas e mais expostas ao vento, explica, em parte, o gradiente térmico (2 a 3°C) Oeste/Este, posto em evidência pela correlação múltipla, através do valor do coeficiente de correlação parcial da longitude (0,47).

No sector Norte da área, onde já não se faz sentir o vento que sopra do Tejo, impera o vento de Nordeste e Este, verificando-se que as temperaturas são ligeiramente mais baixas do que junto ao litoral. Um ligeiro gradiente térmico Norte/Sul, sobretudo no sector Este da região de Oeiras (cerca de 3 a 5°C), é materializado pelo sinal negativo do coeficiente altitude (-0,52).

Em 19 de Setembro de 1992 (campanha de medição 1) apenas a altitude se salientou, representando 35 % da variância total. Nas restantes campanhas de medição não é clara a relação linear entre as temperaturas a meio do dia e os factores, já que os resultados não têm qualquer significado estatístico.

Quadro XVII – Elementos da regressão múltipla entre as temperaturas a meio do dia e os factores latitude, longitude e a altitude

Campanha de Medição	Coeficientes de correlação parcial			F	R <sup>2</sup> (%)	Proveniência do vento em Lisboa às 12 h	Vel. vento em Lisboa às 12 h (m/s)	
	Alt.	Factor Lon.	Factor Lat.					
1	19/9/92	- 0,56 *	+(0,24)	+(0,28)	4,1 b)	35	Norte	4,1
2	3/10/92	-(0,32)	-(0,22)	+(0,31)	a)	a)	Norte	6,1
3	31/10/92	- 0,51	-(0,16)	- 0,49	3,4	31	Nordeste	7,2
4	21/11/92	-(0,39)	-(0,12)	+(0,28)	4,5	18	Este	2,0
5	19/12/92	-(0,01)	-(0,23)	+(0,15)	a)	a)	calma	0
6	16/1/93	-(0,39)	+ 0,67 *	-(0,03)	9,8 b)	56	Este	1,5
7	31/1/93	- 0,77	+(0,39)	- 0,47	20,2	73	Nordeste	6,1
8	13/2/93	- 0,52	+ 0,47	-(0,36)	9,0	54	Nordeste	2,0
9	27/2/93	- 0,60	+(0,20)	- 0,42	5,1	40	Nordeste	11,8
10	21/3/93	-(0,31)	+(0,12)	-(0,26)	a)	a)	Noroeste	4,1

a) Resultados sem significado estatístico. Não há correlação linear entre as variáveis e as temperaturas.

b) Correlação significativa apenas com a variável independente assinalada com asterisco.

Os resultados entre parêntesis correspondem a coeficientes de correlação parcial sem significado estatístico (<0,40 para um erro de 5%).

#### **4. Outros factores geográficos indutores da variabilidade térmica do clima local de Oeiras. Utilização da análise factorial de correspondências (AFC)**

À escala local existem outros factores, para além dos analisados anteriormente, que condicionam a variabilidade térmica.

As variáveis geográficas, cuja importância se pretende determinar, podem ser resumidos nos seguintes grupos<sup>(3)</sup>:

- a) Localização espacial do lugar, representada pela altitude e pelos factores longitude e latitude;
- b) Posição topográfica de cada local, com as seguintes modalidades:
  - Fundo de vale;
  - Topo de vertente;
  - Superfície plana litoral;
  - Vertente com exposição a:
    - Sul;
    - Este;
    - Oeste<sup>(4)</sup>;
- c) Foram considerados três tipos de ocupação do solo:
  - Espaço urbanizado, sempre que o local fosse envolvido por um núcleo urbano;
  - Espaço arborizado, sempre que envolvido por coberto vegetal de porte arbóreo;
  - Espaço livre, todos os locais que num raio de 50 m não tenham qualquer obstáculo.

A impossibilidade de utilizar o modelo de regressão múltipla com variáveis sem expressão quantitativa directa, ditou a utilização da análise factorial de correspondências (AFC). Esta técnica, exploratória e descritiva, permitiu, em alguns casos, confirmar e mesmo precisar as principais observações feitas com a análise de regressão múltipla.

As variáveis de partida são de natureza diversa: enquanto algumas são numéricas (temperaturas e factores latitude, longitude e a altitude), outras, como a ocupação do solo e a posição topográfica, são qualitativas. A utilização da AFC obriga a que todas as variáveis

---

(3) Estes factores já haviam sido utilizados anteriormente no capítulo III no modelo de interpolação espacial de temperaturas baseado na AFC e na regressão múltipla.

(4) Não existia nenhum local de medição exposto a Norte, pelo que não se utilizou esta modalidade.

tenham a mesma natureza. Houve assim necessidade de proceder à subdivisão de cada uma das variáveis em várias modalidades, obtendo-se assim uma matriz disjuntiva<sup>(5)</sup>. Cada série de temperaturas foi dividida em duas modalidades (abaixo e acima da média dos valores de cada campanha de medição), pertencendo cada ponto ao grupo dos locais mais frios ou mais quentes.

Devido à utilização de variáveis tão distintas (por um lado as temperaturas e por outro os factores que as condicionam à escala local), houve necessidade de as considerar separadamente. Isto foi conseguido, tratando as modalidades das temperaturas como variáveis activas e as variáveis geográficas como ilustrativas ou suplementares na AFC. Este tratamento garante que os factores geográficos não tomem parte na construção directa dos eixos factoriais, ou seja, não contribuam para a percentagem de variância explicada por cada um, embora se projectem neles (PEREIRA, 1989, p. 7). Trata-se, efectivamente, de situar apenas as variáveis geográficas no espaço factorial, construído pelas várias modalidades térmicas.

A forma mais eficiente de visualizar os principais resultados da AFC é sob a forma de um gráfico (fig. 61 e 62). Um par de indivíduos ou propriedades serão tanto mais semelhantes, quanto maior a sua proximidade no plano factorial. Poder-se-ão assim observar as similitudes das variáveis ilustrativas (geográficas) em relação às temperaturas, sem alterar a sua variabilidade, e determinar os factores responsáveis por determinada variação térmica.

Sempre que se achou conveniente a interpretação dos resultados foi completada com a análise dos valores das contribuições absolutas e relativas. Segundo PEREIRA (1989), a contribuição absoluta permite a explicação de um eixo factorial a partir dos indivíduos (locais) ou propriedades (campanhas de medição), ou seja é a contribuição do elemento para a formação de um eixo. A contribuição relativa é a contribuição do eixo para os elementos (p. 68).

---

(5) Exceptuando-se as temperaturas, todas as modalidades encontravam-se já codificadas. No quadro XI, capítulo III, mostra-se um exemplo de uma linha da matriz disjuntiva, utilizada para transformação dos factores qualitativos em quantitativos.

Não se representaram os locais de medição nos gráficos para não os adensar demasiado, o que dificultaria a interpretação. De qualquer modo far-se-ão as referências aos locais sempre que tal for necessário.

#### **4.1. Resultados da AFC das temperaturas de madrugada.**

Mais de 50 % da variabilidade das temperaturas de madrugada é resumida pelos dois primeiros factores (fig. 61), atingindo-se 63 e 74 %, respectivamente, nos terceiro e quarto factores. O primeiro (F1 da figura 61), que resume 30 % da variância total, é formado exclusivamente pelos valores das campanhas de medição com vento de N e NE<sup>(6)</sup>, opondo-se os locais menos frios, com valores acima da média calculada para cada campanha (coordenadas positivas), aos mais frios (coordenadas negativas). Ao primeiro conjunto, formado pelos lugares menos frios (grupo I), estão associados os locais arborizados, junto ao litoral do sector Oeste da região de Oeiras (classe 4 do factor longitude). Foram identificados dois locais (mata do Estádio Nacional e o jardim de Oeiras) como espaços de retenção de energia térmica durante as madrugadas do período estudado, quando o vento sopra de Norte e Nordeste. De um modo geral, as áreas localizadas junto ao Tejo (entre a Cruz Quebrada e o Forte de S. Julião da Barra, em Oeiras), representam um padrão térmico em que o aquecimento da atmosfera é maior do que no sector Norte.

O posicionamento das classes extremas (1 e 4) do factor longitude (fig. 61), junto ao grupo dos locais menos frios (grupo I), mostra que, com vento do quadrante Norte, não há gradiente térmico Oeste/Este, comportamento que de resto já havia sido posto em evidência pela regressão múltipla.

O grupo II (fig. 61), é composto pelos locais onde ocorreram as temperaturas inferiores à média das observações. Este padrão térmico que associa a acção do vento de Norte e Nordeste ao arrefecimento dos topos do Norte da região, áreas desabrigadas por excelência

---

(6) Foi utilizada a direcção e velocidade do vento em Lisboa às 6h (quadro I).



# Análise factorial de correspondências - temperatura de madrugada em Oeiras eixos factoriais 1 e 2

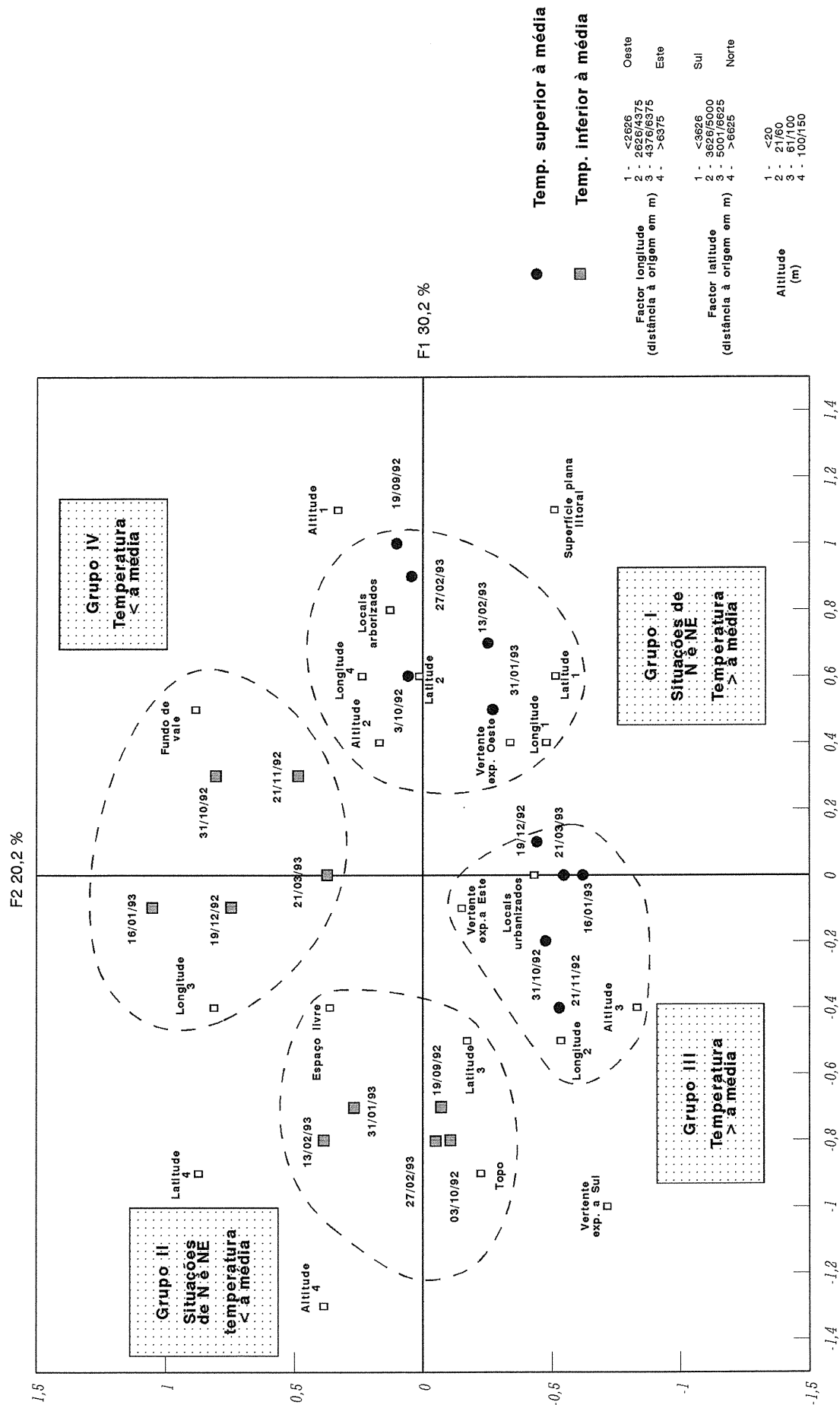


Fig. 61

(a variável espaço livre encontra-se também junto deste grupo, fig. 61) já havia sido documentada, sendo aqui mais uma vez confirmada.

A análise factorial de correspondências permitiu ainda precisar os limites entre os conjuntos do factor 1, que representam o gradiente térmico Norte/Sul. A separação latitudinal entre os dois grupos é feita pelas classes 2 e 3 (a cerca de 5000 m da origem da quadrícula<sup>(7)</sup>). Traduzindo espacialmente esta observação, quando há vento de Norte e Nordeste a separação entre os locais mais frios e os menos frios faz-se por uma linha paralela à costa que passa aproximadamente a Sul de Carnaxide e Porto Salvo, ou seja a 2 ou 3 km do litoral.

O segundo eixo factorial (F2 na fig. 61), com uma percentagem de explicação de cerca de 20 %, opõe igualmente os locais com temperatura acima da média (grupo III) a outros com temperatura mais baixa (grupo IV), mas num conjunto de campanhas de medição muito mais heterogéneo do ponto de vista da direcção e velocidade do vento. Existem situações de calma atmosférica (medições 4, 5 e 10, quadro XVI), neste eixo factorial, que engloba ainda as campanhas das madrugadas de 31 de Outubro de 1992 (vento de Norte, soprando a 4,1 m/s) e 16 de Janeiro de 1993 (vento fraco – 1,5 m/s, de Este, valores referentes a Lisboa às 6h). Os locais em posição topográfica deprimida (fundo de vale) eram os mais arrefecidos (grupo IV), enquanto as áreas urbanizadas "explicam" o aparecimento de temperaturas superiores à média (grupo III). Esta característica térmica deverá ocorrer devido ao efeito de abrigo ao vento dentro das localidades onde se efectuavam medições.

#### **4.2. Resultados da AFC das temperaturas a meio do dia**

Foi feita uma primeira tentativa para estabelecer relações entre os factores e as temperaturas a meio do dia, tal como se tinha procedido para as madrugadas. No entanto, tanto os gráficos resultantes da AFC, como as ajudas para a sua interpretação (contribuições

---

(7) Como já foi referido, a origem da quadrícula encontra-se a SW do forte de S. Julião da Barra, em Oeiras.

absolutas e relativas), não mostravam qualquer relação evidente entre as temperaturas e os factores que as condicionam à escala local.

Procedeu-se a nova experiência, subdividindo a matriz disjuntiva inicial em duas: a primeira contendo os valores binários referentes às temperaturas acima da média calculada em cada campanha de medição e a segunda com os valores abaixo da média. Foram efectuadas, separadamente, duas AFC. Da sua análise, verificou-se que a medição de 19 de Dezembro de 1992 era a responsável pelo aparente insucesso inicial, com uma contribuição absoluta no factor 1 superior a 70 % e de cerca de 90 % de contribuição relativa (em ambos os casos). Isolado e retirado este elemento anómalo da matriz inicial (igual à que se apresentou para a madrugada, agora com os valores de temperatura a meio do dia), procedeu-se a nova AFC que permitiu uma melhor visualização das inter-relações pretendidas (fig. 62).

Mais de metade da variabilidade (54 %) foi tida em conta pelos factores 1 e 2, enquanto a variância acumulada nos quatro primeiros ascendia a cerca de 77 %. No factor 1 (F1 na fig. 62) opõem-se, mais uma vez, as campanhas de medição cujos locais registavam temperaturas acima da média (coordenadas positivas), aos que possuíam valores abaixo da média (coordenadas negativas). Diferentemente das temperaturas de madrugada, os agrupamentos parecem não resultar tanto da direcção do vento, mas sim da sua velocidade. Os grupos I e II (fig. 62), correspondem a situações de vento relativamente fraco (inferior a 4 m/s<sup>(8)</sup>) e direcção bastante variável. Encontra-se neste caso vento de E (campanhas 4 e 6, quadro XVII), NE (8) e NW (10). Nas medições dos restantes grupos (III e IV) foi registado vento de N e NE, de velocidade superior a 4 m/s.

Aos locais mais aquecidos durante as campanhas de medição com vento fraco (grupo I), estão associados os locais arborizados da mata do Estádio Nacional, a avaliar pelo posicionamento da classe 4 do factor longitude, que representa o sector Este da região de Oeiras. A variável "fundo de vale" poderá ter um papel fundamental não só na formação deste grupo (que acolhe locais como Carnaxide e ribeira de Porto Salvo), mas também

---

(8) Foi utilizada a direcção e velocidade do vento em Lisboa às 12h (quadro II).

# Análise factorial de correspondências - temperatura a meio do dia em Oeiras eixos factoriais 1 e 2

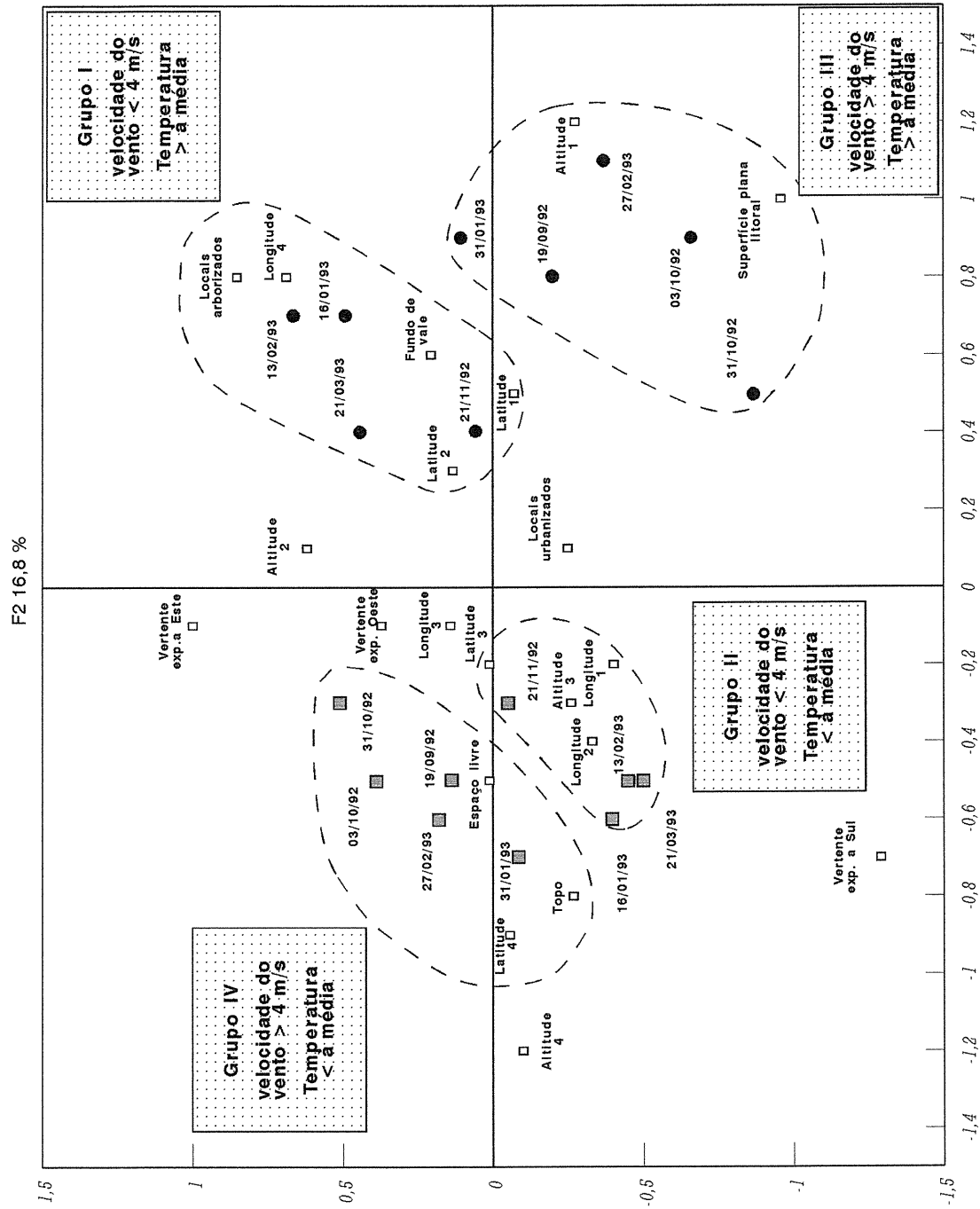


Fig. 62

quando o vento sopra com maior intensidade (grupo III). Isto significa que o efeito de abrigo se faz sentir mesmo quando o vento sopra com alguma intensidade no resto da área. Dentro do grupo I posicionam-se os locais da Sr<sup>a</sup>. da Rocha e do Morganhal (não assinalados no gráfico), que se localizam, respectivamente, nos vales do Jamor e da ribeira de Barcarena. A importância da posição topográfica deprimida para explicar, em certos casos, a ocorrência de temperaturas um pouco mais elevadas, poderá ser documentada pelo exemplo de 31 de Janeiro de 1993 (campanha de medição 7). Nos fundos de vale a velocidade do vento que, neste dia, soprava de NE com certa intensidade, era muito inferior às restantes áreas, chegando a observar-se 7 m/s nas áreas mais desprotegidas junto a Porto Salvo, enquanto no fundo da ribeira, na mesma localidade, o vento não ultrapassava 2,8 m/s. Nos quatro locais anteriormente assinalados (Carnaxide, ribeira de Porto Salvo, Sr<sup>a</sup>. da Rocha e Morganhal), a velocidade do vento nunca ultrapassou os 3 m/s durante os períodos de observação. Fica assim mais uma vez comprovado que o vento é um factor decisivo para explicar a distribuição das temperaturas à escala local.

A classe 1 de altitude (locais inferiores a 20 m) e a variável "superfície plana litoral", em representação das áreas mais aquecidas junto ao Tejo, poderão também ter algum peso na variabilidade térmica desta área, quando o vento sopra com alguma intensidade (grupo III). Este agrupamento engloba um conjunto de dias cujo padrão térmico já tinha sido posto em evidência pela regressão múltipla, tendo-se verificado então que existia uma diminuição das temperaturas para o interior, comprovado pelo sinal negativo dos coeficientes de correlação parciais (quadro XVII).

O limiar entre as áreas mais quentes e menos quentes, tal como durante as madrugadas poderá ser determinado pela posição do factor latitude no eixo 1. Como se pode observar na figura 62, enquanto as duas primeiras classes desse factor estão associadas às temperaturas mais elevadas (scores positivos), as restantes (latitude 3 e 4) posicionam-se junto dos grupos que representam as temperaturas inferiores à média (scores negativos). Isto leva a concluir que, também durante o dia, o gradiente térmico

Norte/Sul, quando existe, mantém as mesmas características das madrugadas, ou seja a transição dos lugares mais quentes para os menos quentes ocorre a 2 ou 3 km da costa.

O factor "superfície plana litoral" representa, em certa medida, algumas áreas litorais abrigadas do vento de Norte e Nordeste, nos dias que compõem o grupo 3. Esse abrigo poderá ser devido à mancha urbana da "Linha" e pelos poucos espaços verdes constituídos pela mata do Estádio Nacional e pelas escassas áreas ajardinadas.

Os agrupamentos que representam os locais com temperaturas abaixo da média (grupos II e IV, fig. 62), vêm igualmente confirmar aquilo que tinha sido posto em evidência pela regressão múltipla. Quando o vento sopra com alguma intensidade (superior a 4 m/s), os locais do Norte da área (latitude e altitude 4), sobretudo os topos mais desabrigados, normalmente espaços livres, que não constituem obstáculo de monta à penetração do vento, foram os pontos de medição onde normalmente se observaram as temperaturas mais baixas. Queluz de Baixo, Leião, Leceia, Porto Salvo, entre outros, são exemplos de locais cujos comportamentos térmicos se encontram associados ao padrão realçado pelo grupo IV.

Com vento inferior a 4 m/s, é bastante mais difícil interpretar os resultados obtidos, na medida em que apenas o factor longitude (classes 1, 2 e 3) detém alguma importância no grupo II. O sinal positivo dos coeficientes de correlação parcial do factor longitude, em duas das campanhas de medição que integram o grupo II (16 de Janeiro e 13 de Fevereiro de 1993, quadro XVII), já havia sido interpretado, na análise da regressão múltipla, como um reflexo do gradiente térmico Oeste/Este na área estudada. A importância da longitude é agora confirmada pela análise de correspondências, que põe em evidência uma relação estreita entre aquele factor geográfico e o padrão térmico evidenciado pela oposição entre os grupos I e II: com vento fraco de Este, os locais mais aquecidos que compõem o grupo I encontram-se no sector Este da área (latitude 4), mais abrigados do vento. As temperaturas inferiores à média foram observadas nos locais mais expostos ao vento de Este, associando-se a este grupo as classes de longitude 1, 2 e 3, representadas pelos locais mais a Oeste da região de Oeiras.

## 5. *Remate*

Existe uma complementaridade entre as duas técnicas de análise multivariada (regressão múltipla e análise factorial de correspondências) utilizadas para determinar a importância de alguns factores geográficos na repartição das temperaturas a nível do clima local.

Uma das limitações à utilização da análise de regressão múltipla consiste na impossibilidade de se entrar em conta com outros factores que induzem a variabilidade térmica do clima Local, nomeadamente aqueles que não têm uma expressão quantitativa directa. Esta técnica, essencialmente explicativa, permitiu identificar alguns padrões térmicos, a partir das relações lineares entre os factores altitude, latitude e longitude e as temperaturas. A combinação dos valores estatisticamente mais significativos dos coeficientes de correlação parcial e respectivo sinal, permitiram, em certos casos, confirmar alguns dos resultados obtidos no capítulo IV, noutros identificar particularidades térmicas que não tinha sido possível identificar nesse capítulo.

A análise factorial de correspondências (AFC) é a mais indicada para variáveis de natureza qualitativa que podem ser codificadas numa matriz disjuntiva de presença/ausência. Esta técnica estatística, cujo objectivo principal é a descrição estrutural do quadro de partida (PEREIRA, 1989, p.8), permitiu, nalguns casos, trazer novas achegas à interpretação dos padrões térmicos na área de Oeiras, revelando-se fundamental para precisar os resultados obtidos com a regressão múltipla.

A interpretação dos resultados obtidos com as duas técnicas não deverá, no entanto, resumir-se aos factores analisados, podendo estes, por vezes, dissimular outras causas para os fenómenos em estudo. Apesar de não ter sido possível introduzir os dados do vento nas análises de regressão múltipla e AFC, ele revelou-se, de forma indirecta, como um dos principais factores da variabilidade térmica, aliás como já se havia notado no capítulo IV.

A principais conclusões deste capítulo são as seguintes:

Em metade dos dias em que se efectuaram medições de madrugada (1, 2, 7, 8, 9, quadro XVI), a altitude e a latitude actuaram no mesmo sentido, uma vez que os coeficientes de correlação têm o mesmo sinal (negativo), tendo a altitude um peso ligeiramente superior na maior parte dos casos. O vento de Norte e Nordeste exerce uma influência importante no padrão de distribuição das temperaturas de madrugada, arrefecendo os topos do Norte da região de Oeiras, surgindo as áreas mais aquecidas junto ao Tejo. O gradiente térmico Norte/Sul ronda geralmente 2°C.

Na madrugada de 21 de Novembro de 1992 as temperaturas aumentavam com a altitude, único caso em que tal foi observado. O litoral encontrava-se mais arrefecido provavelmente devido ao ar frio, acumulado nos fundos dos vales, escoar para jusante. Na Cruz Quebrada, por exemplo, a temperatura era 1 a 2°C mais baixa dos que nos topos do Norte da região.

Durante a madrugada de 16 de Janeiro de 1993 (campanha 6), o factor mais importante foi a longitude. O vento fraco de Este e o arrefecimento nocturno, provocado por uma situação anticiclónica, originou a acumulação de ar frio, nos fundos dos vales do Jamor e de Barcarena. No sector Oeste da área de Oeiras, pelo contrário, as temperaturas eram um pouco mais elevadas. Entre as ribeiras de Barcarena e da Laje, a superfície menos retalhada por cursos de água (logo menos locais onde se poderá acumular o ar frio) poderá ocasionar esta dissimetria térmica Oeste/Leste, comprovado pelo sinal negativo do coeficiente da longitude (-0,55).

Na madrugada de 21 de Março de 1993 (medição 10), foi também a longitude que evidenciou uma maior importância na repartição das temperaturas de madrugada. O sinal positivo do coeficiente da longitude (+0,58), está em conformidade com o aparecimento de locais menos frios no sector Este da região de Oeiras (a temperatura aumenta no mesmo sentido do factor longitude), ao contrário do exemplo anterior. Junto ao Estádio Nacional, nas proximidades do rio Tejo, o coberto vegetal das áreas envolventes da mata e a total ausência de vento, poderão originar uma menor perda de energia durante a madrugada,



propiciando o aparecimento de temperaturas ligeiramente mais elevadas neste sector. Com vento de Norte e Nordeste, não foi observada qualquer influência da longitude (coeficientes sem significado estatístico).

O modelo de regressão múltipla foi menos eficaz para as temperaturas a meio do dia. Em três dos casos (3, 7 e 9, quadro XVII), a altitude e a latitude constituíram os principais factores responsáveis pela variabilidade térmica a meio do dia. Verificou-se uma relação inversa entre as temperaturas e aqueles factores, traduzida pelo sinal negativo dos coeficientes, que representa a diminuição das temperaturas a meio do dia para o interior. O vento forte de Nordeste foi uma constante.

No dia 16 de Janeiro de 1993 (campanha de medição 6) a longitude, só por si, resumiu 56 % da variabilidade térmica a meio do dia. O padrão térmico a meio do dia era marcado pelo contraste térmico no litoral. Uma maior exposição ao vento de Este, poderá explicar a diferença de cerca de 4°C entre Paço de Arcos e Oeiras.

O padrão de distribuição das temperaturas do dia 13 de Fevereiro de 1993 (medição 8) foi determinado pela acção conjugada da altitude e da longitude, resumindo estes dois factores, 54 % da variabilidade térmica a meio do dia. Tal como no caso descrito anteriormente (16 de Janeiro), os locais mais quentes encontravam-se no sector Este da área, sobretudo junto ao litoral. O vento penetrava indelével de Sul e Sueste, verificando-se que a sua influência era praticamente nula no Estádio Nacional. No sector Oeste, junto a Oeiras, o traçado da costa orientada NE/SW expõe os locais mais directamente ao vento, que penetra 4 ou 5 km para o interior.

As AFC permitiram precisar o tipo de influência do vento na variabilidade térmica (d direcção nas madrugadas e velocidade no período diurno). Nas temperaturas de madrugada, o primeiro factor é formado exclusivamente pelos valores das campanhas de medição com vento de N e NE, opondo-se os locais menos frios, com temperaturas acima da média calculada (mata do Estádio Nacional e jardim de Oeiras) aos mais arrefecidos (topos do Norte da região e espaço livre). O posicionamento das classes extremas (1 e 4) do

factor longitude (fig. 61), junto ao grupo dos locais menos frios (grupo I), mostra que, com vento de Norte não há praticamente gradiente térmico Oeste/Este.

A análise factorial de correspondências permitiu ainda precisar os limites entre os dois grupos do factor 1, que representam o gradiente térmico Norte/Sul. A separação latitudinal é feita pelas classes 2 e 3, o que significa que, quando há vento de Norte e Nordeste a separação entre os locais mais frios e os menos frios ocorre a cerca de 2 ou 3 km do litoral.

O segundo eixo factorial (F2 na fig. 61), com uma percentagem de explicação de cerca de 20 %, opõe igualmente os locais com temperatura mais alta (grupo III) a outros com temperatura relativamente baixa (grupo IV). Não foi possível determinar uma direcção dominante do vento associada a este eixo factorial (existem situações de calma atmosférica, vento de Norte e de Este). Os locais em posição topográfica deprimida eram os mais arrefecidos (grupo IV), enquanto as áreas urbanizadas explicam as temperaturas superiores à média (grupo III). O efeito de abrigo ao vento dentro das localidades onde se efectuavam medições é um factor a não desprezar na explicação deste padrão.

Nas temperaturas a meio do dia, mais de metade da variabilidade (54 %) foi tida em conta pelos factores 1 e 2. No factor 1 opunham-se, mais uma vez, as campanhas de medição cujos locais registavam temperaturas acima da média, aos que possuíam valores abaixo da média. No entanto, ao contrário das temperaturas de madrugada, os agrupamentos não mostram uma relação com a direcção do vento, mas sim da sua velocidade. Os grupos I e II (fig. 62), correspondem a situações de vento relativamente fraco (inferior a 4 m/s) e direcção bastante variável, enquanto nos grupos III e IV foi observado vento soprando a mais de 4 m/s.

Às temperaturas superiores à média com vento fraco (grupo I) estão associados os locais arborizados da mata do Estádio Nacional. A variável "fundo de vale", na proximidade dos dois agrupamentos com temperaturas superiores à média (I e III, este com velocidade de vento superior a 4 m/s), reflecte a importância do efeito de abrigo no aumento das temperaturas, mesmo quando o vento sopra com alguma intensidade.

A classe 1 de altitude (locais inferiores a 20 m) e a superfície plana litoral (áreas abrigadas do vento de Norte e Nordeste), poderão também ter um certo peso na variabilidade térmica da região de Oeiras quando o vento sopra com alguma intensidade (grupo III, temperatura superior à média e velocidade do vento superior a 4 m/s). O efeito de abrigo é feito pela mancha urbana da "Linha" e pelos poucos espaços verdes (Estádio Nacional e áreas ajardinadas).

Os agrupamentos que representam os locais com temperaturas abaixo da média (grupos II e IV, fig. 62), vêm igualmente confirmar que, quando o vento sopra com alguma intensidade (superior a 4 m/s), os locais do Norte da área (latitude e altitude 4), sobretudo os topos mais desabrigados, normalmente espaços livres, que não constituem obstáculo de monta à penetração do vento, foram os pontos de medição onde normalmente se observaram as temperaturas mais baixas. Queluz de Baixo, Leião, Leceia, Porto Salvo, entre outros, são exemplos de locais cujos comportamentos térmicos se encontram associados ao padrão realçado pelo grupo IV.

Foi determinado o limiar entre as áreas mais quentes e menos quentes a meio do dia, tendo-se concluído que, tal como nas madrugadas, a transição ocorre a 2 ou 3 km da costa, quando há gradiente Norte/Sul.

Confirmou-se que com vento fraco de Este, os locais mais aquecidos (grupo I) encontram-se no sector Este da área mais abrigada do vento. As temperaturas inferiores à média foram observadas nos locais mais expostos ao vento de Este, associando-se a este grupo os locais do Oeste da região de Oeiras.

Os resultados poderiam ser melhorados multiplicando as campanhas de medição sob outras condições de tempo, de modo a obter-se uma maior variedade de padrões térmicos e assim chegar a conclusões mais sólidas.

## **Capítulo VI – DRENAGEM E ACUMULAÇÃO DE AR FRIO NA REGIÃO DE OEIRAS EM NOITES DE ARREFECIMENTO RADIATIVO**

A drenagem do ar frio nas vertentes e sua acumulação nos fundos de vale e depressões, e a formação de cinturas térmicas, nas noites de arrefecimento radiativo (calmas e sem nebulosidade), constituem um sistema complexo que tem interessado os investigadores do clima local, sobretudo desde meados do nosso século. YOSHINO (1984, p. 239) refere estudos anteriores (alguns no século passado), em que se pretendia conhecer os efeitos prejudiciais da acumulação do ar frio junto ao solo na agricultura. RUDOLF GEIGER foi um dos primeiros estudiosos que compreenderam a importância do clima das camadas de ar junto ao solo. O seu livro *Das Klima der bodennahen Luftschicht*, de 1927 (do qual existe uma tradução portuguesa intitulada *Manual de Microclimatologia O Clima da Camada de Ar Junto ao Solo*, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 1980, traduzida a partir da 4ª edição alemã de 1961), é ainda hoje considerado a «Bíblia» da climatologia local e da microclimatologia (ALCOFORADO, 1978, p. 108). GEIGER, no início dos anos trinta, descreveu com rigor, para a época, o mecanismo da drenagem e acumulação do ar frio em áreas topograficamente deprimidas, num estudo efectuado no Grande Arber, na floresta da Baviera. Nas últimas décadas alguns autores têm trazido novos contributos para o conhecimento deste sistema, cujos mecanismos ainda não se encontram perfeitamente esclarecidos.

Neste capítulo, abordam-se alguns aspectos relacionados com a drenagem e acumulação do ar frio em Oeiras. Foram efectuadas duas campanhas de medição nocturnas, ambas na ribeira de Barcarena, mas em sectores distintos: a primeira campanha (na madrugada de 21 de Janeiro de 1993) foi realizada num troço transversal do vale, junto a Barcarena, cerca de 4 km do rio Tejo. A segunda teve lugar num sector mais a jusante da mesma ribeira, perto de Laveiras (a cerca de 1 km do Tejo), na madrugada de 5 de Fevereiro de 1993 (fig. 63).

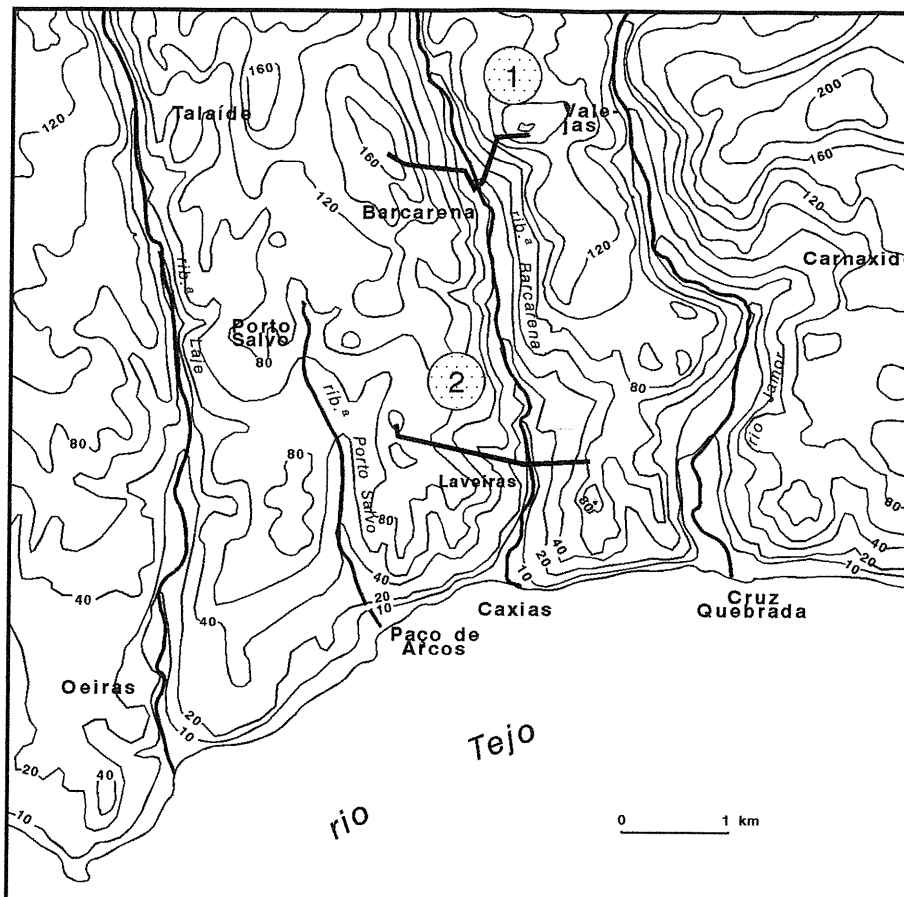


Fig.63 - Localização dos perfis de medição de temperatura e vento

1. Perfil (1) Barcarena.
2. Perfil (2) Laveiras.

A metodologia de obtenção dos dados foi semelhante nas duas noites. Foram anotados os valores de temperatura, vento e humidade relativa (esta apenas em Laveiras), em percursos itinerantes, realizados de automóvel e a pé. As recolhas foram efectuadas de duas em duas horas (entre as 22 e as 8 horas), num total de seis percursos por noite. A duração de cada percurso em Barcarena foi de aproximadamente 1 hora e cerca de 30 minutos em Laveiras.

Embora os dados sejam escassos, não se quis deixar de incluir nesta dissertação os resultados obtidos. Por tal facto, apenas serão abordados alguns aspectos relacionados com a drenagem e acumulação de ar frio na ribeira de Barcarena que possam, no futuro, orientar a prossecução da investigação.

O fenómeno da drenagem e acumulação do ar frio foi já detectado noutros vales próximos de Lisboa. ALCOFORADO (1985) identificou a acumulação do ar frio no fundo do vale do rio Trancão a partir de uma termografia obtida durante uma noite de Inverno (16 de Fevereiro de 1984). Mais recentemente, ALCOFORADO *et al* (1993?) procederam a medições itinerantes de temperatura e vento na serra da Arrábida para, entre outros aspectos, identificar a acumulação de ar frio no fundo do vale da ribeira da Ajuda, e determinar o risco de geada e de nevoeiro de irradiação nessa área. Não deverá ser negada a importância que estes estudos possam ter em diversas actividades, entre as quais a agricultura e o planeamento urbano. Torna-se pois necessário conhecer, em primeiro lugar, os mecanismos que actuam neste sistema complexo de interacção entre a superfície terrestre e a atmosfera junto ao solo.

## **1. *Introdução: alguns aspectos teóricos***

### **1.1. *Arrefecimento radiativo nocturno e as inversões térmicas junto ao solo***

Durante o dia, as principais trocas de energia entre a atmosfera e a superfície terrestre fazem-se essencialmente à custa da radiação solar directa e difusa. Esta radiação, de pequeno comprimento de onda (entre 0,15 e 3  $\mu\text{m}$  no espectro electromagnético), é convertida em energia térmica que aquece a superfície terrestre. Ao contrário daquele tipo de radiações, os grandes comprimentos de onda (3 a 100  $\mu\text{m}$ ), são bastante bem absorvidos pela atmosfera, devido essencialmente à grande capacidade de absorção do dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), do vapor de água ( $\text{H}_2\text{O}$ ) e de outros gases ditos "de estufa" ( $\text{NO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  etc.). O vapor de água é o elemento mais importante neste processo. O espectro de absorção da atmosfera aos grandes comprimentos de onda é apenas interrompido numa curta banda (de 8 a 11  $\mu\text{m}$ ). É por esta "janela atmosférica" que se perde, para o espaço, parte da radiação de longo comprimento de onda irradiado pelo sistema terra/atmosfera,

perda essa que poderá ser reduzida se houver nuvens ou poluentes atmosféricos (OKE, 1993, p. 13 a 17).

A superfície terrestre emite apenas radiação de longo comprimento de onda. É durante a noite que a irradiação terrestre desempenha um papel importante no arrefecimento das camadas de ar junto ao solo. Se existir uma grande quantidade de gases absorventes (dióxido de carbono e vapor de água), a perda de energia não é elevada. A contra-irradiação (porção de energia radiativa que retorna à terra) contrabalança a perda energética por irradiação da superfície terrestre (OKE, 1993, p.16) e faz diminuir o arrefecimento do ar junto ao solo (ALCOFORADO, 1978, p. 110). Quando não existe nebulosidade<sup>(1)</sup>, ou esta é bastante fraca, as perdas energéticas da superfície são elevadas. Neste caso, a irradiação terrestre é responsável pela diminuição das temperaturas junto ao solo, constituindo o motor do arrefecimento radiativo noturno (OKE, 1993, p. 237).

Segundo GAGNON (1968), a intensidade da irradiação terrestre varia com a natureza do solo. "En général, plus la couleur du sol est foncée plus fort est le rayonnement terrestre. D'autres facteurs, comme la teneur en eau, la porosité et la conductivité du sol, influent aussi sur l'intensité du rayonnement" (p. 69).

De noite o balanço radiativo da superfície terrestre é negativo, devido à ausência de radiação solar e às perdas por irradiação de grandes comprimentos de onda. Nas noites calmas e sem nebulosidade a superfície arrefece, ficando a uma temperatura inferior ao ar que se lhe sobrepõe. Forma-se então uma inversão térmica radiativa que se equivale em espessura à altura atingida pela camada activa do arrefecimento radiativo noturno (NAKAMURA, 1989, p. 63). A existência de uma inversão térmica junto ao solo é um dos factores que conduz à drenagem do ar frio nas vertentes, sobre o qual incide este capítulo.

Depois do nascer do Sol o balanço radiativo torna-se positivo e a temperatura junto ao solo aumenta. Isto provoca um movimento ascendente do calor sensível, que não destrói imediatamente a camada de inversão, já que no topo desta camada o ar se encontra ainda

---

(1) Na ausência de vapor de água a absorvidade da atmosfera é bastante reduzida, o que faz com que a energia emitida pela Terra se perca no espaço.

frio e subsidente (OKE, 1993, p. 62). A continuação dos movimentos ascendentes do ar provoca o desmantelamento completo da camada de inversão com o decorrer da manhã.

As condições preferenciais para o aparecimento destas inversões radiativas, são as noites anticiclónicas sem nebulosidade e vento bastante fraco ou mesmo calma absoluta (NAKAMURA, 1989, p. 311). AOYAMA (1986, p. 1) refere que a inversão junto ao solo se forma quando a velocidade do vento é inferior a 6 m/s nos topos de vertente e inferior a 4 m/s na base e fundos de vale.

A espessura da camada de inversão pode frequentemente atingir 50 a 100 m, tendo AOYAMA (1986) registado valores máximos de cerca de 400 m. De um modo geral, as inversões mais intensas ocorrem com a atmosfera seca, solo desprovido de humidade, ausência de nebulosidade e vento, fraco albedo, afastamento do mar (mesmo a proximidade de um lago pode impedir a formação de fortes inversões térmicas) e uma posição topográfica deprimida (GAGNON, 1968, p. 69).

Segundo estudos efectuados no Nordeste do Japão, AYOAMA (1986) refere que a formação da camada de inversão segue três estádios antes de se dissipar com o nascer do Sol: em primeiro lugar ocorre uma fase em que a inversão térmica se intensifica continuamente, podendo atingir uma espessura de aproximadamente 100 m. Após algum tempo este processo pode ser subitamente interrompido, deixando de se observar a inversão. Numa terceira fase reinstala-se uma inversão térmica junto ao solo, intensificando-se até ao nascer do Sol. A espessura da camada de inversão pode então chegar a atingir 400 m (p. 1). Como se verá adiante, estas três fases estão, segundo aquele autor, relacionadas com a drenagem do ar frio durante a noite.

Por vezes as inversões térmicas têm uma estrutura complexa, como aquela que foi detectada no vale de Finkenbach, em Odenwald, na Alemanha (YOSHINO, 1984). O exemplo referido pelo autor indica a existência de uma primeira camada menos espessa junto ao solo (com cerca de 30 m), e uma diferença térmica de 0,5°C entre a base e o topo da vertente. Sobre esta existia uma segunda camada de inversão um pouco mais espessa (40 m) e com um gradiente térmico muito mais acentuado (2°C).



A frequência de ocorrência de inversões térmicas junto ao solo é sazonalmente diferenciada, sendo maior no Inverno que no Verão (BAYTON, 1965 e NAKAMURA, 1989).

O esquema proposto para o balanço radiativo, tal como foi aqui resumidamente apresentado, é teórico e tem como pressuposto ocorrer num local ideal, ou seja, uma superfície extensa, horizontal e homogénea<sup>(2)</sup>. Na realidade, o balanço radiativo de grande comprimento de onda é substancialmente alterado pelo factor de obstrução do horizonte (*sky view factor*) que representa uma razão geométrica<sup>(3)</sup> expressa pela fracção de radiação emitida por uma superfície e intersectada por outra (OKE, 1993, p. 351). Num espaço aberto, a irradiação terrestre é totalmente emitida para a atmosfera e o factor de obstrução do horizonte é igual a 1. Quando a porção do hemisfério acima do local se encontra parcialmente obstruída por objectos (árvores, edifícios, etc.), o factor de obstrução do horizonte é menor. Na presença, por exemplo, de vegetação de porte arbóreo o arrefecimento radiativo é apenas eficiente acima da copa das árvores, enquanto no interior da folhagem e junto ao solo é muito menor, verificando-se uma menor diminuição da temperatura. O factor de obstrução do horizonte explica também a redução do arrefecimento radiativo nocturno nos campos cultivados que apresentam sulcos, ou ainda no interior das ruas das cidades.

O conhecimento da irradiação terrestre tem levado ao aproveitamento da energia, sobretudo através do controlo da micro-topografia, do qual a construção de sulcos é apenas um exemplo. Como refere OKE (1993, p. 232): "For all locations in the furrow the sky view factor is less than unity because the overlying hemisphere they subtend includes at least some view of the other parts of the furrow. Hence for this positions the cold sky sink is 'contaminated' by warm furrow surfaces". A construção de sulcos nos campos de cultivo<sup>(4)</sup>, para além de reduzir a irradiação terrestre, também poderá ser importante para incrementar

---

(2) Estes pressupostos garantem que as trocas energéticas entre a superfície terrestre e a atmosfera sejam espacialmente uniformes e confinadas à direcção vertical (OKE, 1993, p. 20).

(3) Esta razão varia entre 0 (quando a porção de hemisfério acima do local está completamente obstruída) e 1, quando, pelo contrário, não existe nenhum objecto a obstruir o hemisfério.

(4) Se os sulcos forem orientados N-S, ambos os lados recebem igualmente energia solar directa, enquanto se estiverem orientados E-W, no Hemisfério Norte, as faces dos sulcos expostas a sul são particularmente favorecidas.

a energia disponível para as plantas, em períodos críticos, como por exemplo na Primavera do Hemisfério Norte, quando se dá a germinação. GEIGER (1980), citando BOLZ, refere que a forma e tamanho das depressões são factores que influenciam a acumulação do ar frio. Para pequenos sulcos pouco profundos, o frio da noite provém sobretudo da acumulação do ar frio por escoamento. Em sulcos mais profundos, é o cessar da turbulência que é responsável pelas temperaturas mais baixas. Em sulcos profundos e estreitos, apesar de lhe faltar igualmente a turbulência, mantem-se comparativamente quente, devido, por um lado, ao calor proveniente do solo (paredes laterais), e por outro à ocultação do horizonte (p. 408–409). A inclinação das paredes dos sulcos é também um factor importante. O mesmo autor, citando GEORGII, refere que ao serem medidas as temperaturas em duas covas (de 60 cm de profundidade, com uma superfície de base de 1,4 cm<sup>2</sup>, tendo uma paredes laterais com 30° de inclinação e outra 90°), verificou-se que durante as 211 noites de observação, a cova de paredes aprumadas foi em 181 noites mais quente do que a superfície plana, ao passo que a cova pouco profunda [subentenda-se de paredes laterais menos aprumadas] só foi mais quente uma noite entre 118 (GEIGER, 1980, p. 409–410).

Paredes claras de pedra poderão ser utilizadas para reflectir alguma radiação solar para as plantas durante o dia, enquanto minimizam as perdas energéticas por irradiação durante a noite, por redução do factor de obstrução do horizonte OKE (1993, p. 232).

Mas este mecanismo não encontra só aplicações na agricultura, mas também no planeamento urbano e no campo do conforto humano. Como refere WATSON (1988, p. 123), a radiação de grandes comprimentos de onda é um dos numerosos factores que afectam o conforto térmico de um indivíduo. Algumas técnicas têm sido utilizadas para determinar o factor de obstrução do horizonte nas cidades, recorrendo frequentemente a fotografias tiradas com lentes "olho de peixe" (grandes angulares). O resultado é uma imagem fotográfica circular (a fotografia é tirada com a objectiva virada para o céu) que, depois de sobreposta a um diagrama polar, serve para estimar o factor de obstrução do horizonte num determinado local. Pode-se assim reconstituir a perda de energia num

determinado local, factor que entrará em conta na determinação do grau de conforto de um indivíduo.

## **1.2. Drenagem do ar frio**

Se a irradiação terrestre e as consequentes inversões térmicas são as principais causas do arrefecimento radiativo junto ao solo, a gravidade é o principal motor da drenagem do ar frio. Segundo YOSHINO (1981, p. 1), a drenagem do ar frio (tradução do termo *cold air drainage*, que é o mais frequente nos autores de língua inglesa) pode então ser definida como um fluxo de ar que escoar durante a noite numa vertente, devido à força da gravidade. A irradiação terrestre numa vertente origina um arrefecimento maior do ar junto à superfície do que na atmosfera livre à mesma altitude, de modo que o ar arrefecido escoar pela vertente. Este movimento descendente é eventualmente equilibrado pelas forças de fricção e pelo efeito de compressibilidade (DORAN, 1981, p. 361).

Para que ocorra a drenagem de ar frio é essencial que as condições sejam anticiclónicas (YOSHINO, 1989, p. 91). O mesmo autor refere que, segundo dados não publicados no Japão, este fenómeno foi observado quando a velocidade do vento de gradiente a 1000 hPa foi inferior a 10 nós (cerca de 5 m/s) e metade deste valor ao nível dos 800 hPa.

Nas condições anteriormente apontadas, o ar frio começa lentamente a escoar pelas vertentes pouco depois do pôr do Sol, altura em que geralmente se começa a formar a inversão térmica na base das vertentes. O escoamento do ar frio desenvolve-se durante a noite, até à sua desapareição, primeiramente nas vertentes expostas, pouco depois do nascer do Sol.

A drenagem do ar frio pulsa intermitente durante a noite. Segundo YOSHINO (1984), dependendo das condições do tempo e da topografia do terreno, o escoamento do ar frio frequentemente ocorre uma ou duas vezes entre o pôr do Sol e a meia-noite e duas ou três

vezes entre a meia-noite e o nascer do Sol, coincidindo a última com a temperatura mínima (p. 236).

FLEAGLE, em 1950, dava a seguinte explicação para a intermitência da drenagem do ar frio: à medida que a drenagem do ar frio aumenta de velocidade ao descer a vertente, o ar sofre um aquecimento adiabático provocando uma diminuição da pressão e retardando o fluxo. Como a velocidade do ar diminui, a fricção é reduzida, o arrefecimento radiativo incrementa a pressão e o ciclo repete-se. Esta teoria é confirmada por DORAN (1981, p. 362) que afirma que o efeito de fricção exercido por alguns obstáculos no terreno poderá explicar as oscilações no ritmo da drenagem do ar frio. No entanto, YOSHINO (1984, p. 237), põe em causa esta explicação, afirmando que o efeito do aquecimento adiabático é reduzido, porque a espessura da camada do ar frio que desce as vertentes é demasiadamente pequena para que tal aconteça.

A pulsação da drenagem do ar frio é um mecanismo que está intimamente relacionado com a formação da inversão térmica junto ao solo e com as diferenças térmicas entre as áreas mais deprimidas e os topos das vertentes. De acordo com o já citado trabalho de AOYAMA (1986) no Nordeste do Japão (bacia de Inawasiro, parcialmente ocupada por um lago com o mesmo nome), este mecanismo é composto por três estádios. Numa primeira fase (concomitante à formação de uma inversão com uma espessura com cerca de 100 m de altura), desenvolve-se uma ligeira brisa numa planície a Norte do lago, que escoar em sua direcção. A segunda fase é caracterizada por uma súbita interrupção da inversão térmica, causada pelo aumento do vento que sopra da montanha a Norte do lago. No espaço de uma hora a temperatura pode subir cerca de 3°C em alguns locais. Na terceira fase a drenagem do ar frio vai impor-se à turbulência, ocupando o lugar do ar mais aquecido (AOYAMA, 1986, p. 1 e 2).

YOSHINO (1981) explica a ciclicidade do fluxo de ar frio de uma forma mais simples: "This intermittent flow is a result of frictional force created by obstacles such as vegetation which prevent cold air drop from flowing until the force of gravity overcomes it" (p. 2). Esta

explicação enaltece, mais uma vez, o papel da força da gravidade como motor da drenagem do ar frio.

Outras observações efectuadas no Japão demonstram que a frequência das pulsações da drenagem do ar frio durante a noite é maior de Inverno do que no Verão (NAKAMURA, 1989, p. 64).

A espessura da camada de ar frio que escoar ao longo das vertentes poderá variar bastante, de caso para caso, dependendo das condições topográficas, do tipo de tempo e da estação do ano (YOSHINO, 1891, p. 2). Quando é mais fraca, a camada de ar frio que escoar desenvolve-se apenas 1 a 2 m acima do solo e quando é mais intensa pode atingir 100 ou mesmo 200 m de altura. Normalmente esta camada é enfraquecida quando o vento geral sopra de várias direcções (NAKAMURA, 1989, p. 64).

A forma da vertente é outro dos factores que poderá afectar a espessura da camada de ar frio. Nas vertentes côncavas formam-se, geralmente, camadas de ar frio mais espessas (atingindo temperaturas mínimas mais baixas) do que em vertentes convexas (TABONY, 1985, p. 505). Aliás como refere GEIGER (1980), "desde sempre se verifica a seguinte regra: as formas de terreno côncavas são frias durante a noite, e as convexas são quentes (p. 408).

Vários e sofisticados modelos matemáticos têm sido elaborados para quantificar a drenagem do ar frio ao longo das vertentes (YAMADA, 1981; BERGEN, 1969; MANINS, 1979). NAKAMURA (1980) elaborou experimentalmente uma equação que permite relacionar a velocidade da drenagem do ar frio com a distância por ele percorrida em declive fraco (cerca de 4°). Essa equação é dada pela fórmula:

$$U = 1,3 L^{1,49}$$

onde U é a velocidade de drenagem do ar frio (m/s) e L a distância (km) que o ar percorre na vertente. Esta equação (aplicável apenas a vertentes com campos cultivados), mostra que a velocidade de drenagem aumenta proporcionalmente à distância percorrida pelo ar frio.

De um modo geral, os factores que afectam a velocidade de drenagem do ar frio são os seguintes (NAKAMURA 1989, p. 90):

- . A velocidade e direcção do vento geral.
- . A intensidade da inversão térmica junto ao solo.
- . O efeito de fricção da superfície.
- . O declive da vertente.

Segundo o mesmo autor (1976 e 1989) a direcção do vento nunca se desvia mais de 22,5° da linha de maior declive do terreno (1976, p. 378).

Depois de cada fase de drenagem do ar frio (caracterizada por um abaixamento da temperatura), surgem localmente alguns núcleos de ar mais quente sobre o ar arrefecido, que possuem um movimento contrário ao escoamento do ar frio junto ao solo. Esta fase é caracterizada pela elevação da temperatura nas vertentes. GEIGER já havia notado nos anos sessenta que se formam circulações isoladas de ar nas encostas (GEIGER, 1980, p. 442–443), pequenos remoinhos entre o ar que se escoia pelas vertentes e o ar relativamente mais quente que aí existe (ALCOFORADO, 1978, p. 110).

A velocidade de deslocação deste fluxo é fraca (cerca de 0,3 a 0,8 m/s) e surge como movimento compensatório do escoamento do ar mais frio (NAKAMURA, 1976, p. 387). Experiências levadas a cabo por este autor num vale da montanha Engaru, na ilha de Hokkaido, Japão, levaram-no a concluir que esta contra-corrente de ar mais aquecido (*antidown slope wind*), volta a alimentar a drenagem de ar frio, verificando-se novo ciclo ao longo da vertente.

Segundo YOSHINO (1981, p. 13), as características da drenagem do ar frio em cada um dos sectores das vertentes e no vale, podem ser sumariadas como se segue:

- . Os sectores mais elevados da vertente são áreas onde se gera o ar frio e se inicia a sua drenagem. Existe uma correlação positiva entre a velocidade do vento e a temperatura. A temperatura do solo é mais baixa que a temperatura do ar.
- . A meio da vertente, a drenagem do ar frio é caracterizada pelas mudanças de temperatura, direcção e velocidade do vento ao longo da noite. Depois da passagem do ar mais arrefecido, a temperatura aumenta ligeiramente, podendo-se formar uma cintura térmica.

- . Na base da vertente gera-se uma contra-corrente contrária à drenagem do ar frio. O ar que sobe encontra-se menos frio do que o ar junto à superfície que é arrefecido pela irradiação. A temperatura do ar correlaciona-se negativamente com a velocidade de drenagem do ar frio.
- . No fundo do vale origina-se um lago de ar frio caracterizado por uma forte inversão da temperatura.

### **1.3. O lago de ar frio**

O lago de ar frio resulta da acumulação do ar arrefecido por irradiação terrestre num local topograficamente deprimido. Segundo YOSHINO (1984), a espessura do lago de ar frio atinge frequentemente cerca de um terço da altura das vertentes (p. 249), correspondendo geralmente a sua parte superior ao limite da camada de inversão térmica (YOSHINO, 1984, p. 249). Atendendo a este facto e sabendo que a inversão térmica pode atingir várias centenas de metros (AOYAMA, 1986) facilmente se conclui que o lago poderá ter um grande desenvolvimento vertical, desde que a topografia e a forma do relevo seja propícia.

Uma das questões que se levanta e ainda não totalmente esclarecida, consiste em saber se o lago de ar frio se forma exclusivamente pelo arrefecimento radiativo do fundo do vale, ou se também é alimentado pela drenagem do ar frio que escoia por gravidade. De acordo com NAKAMURA (1989) poder-se-á relacionar a periodicidade da acumulação de ar frio no fundo dos vales e depressões, com a intermitência da drenagem do ar frio (p. 64). YOSHINO (1984, p. 249) refere, no entanto, que o ar arrefecido por irradiação só irá alimentar o lago de ar frio se a temperatura a que se encontra for inferior à temperatura do fundo da depressão. Se se verificar o contrário, o ar frio da vertente sobrepõe-se ao lago, alimentando a contra-corrente de drenagem que sobe a vertente.

No entanto, a interacção deste sistema depende de variadíssimos factores, entre os quais os topográficos (forma e tamanho da área, altitude), a estação do ano e o estado do solo (YOSHINO, 1984, p. 242). Por exemplo, na presença de neve as temperaturas mínimas atingem frequentemente várias dezenas de graus centígrados negativos, como as que foram

registadas em Janeiro de 1977 no fundo da bacia de Moshiri, na ilha de Hokkaido, Japão ( $-40,8^{\circ}\text{C}$ ).

GEIGER (1980), citando SCHMIDT, refere o exemplo da acumulação de ar frio, no fundo da dolina de Gstettneralm, em Lunz, na Áustria e das temperaturas extremas que se observaram entre 1928 e 1942: os termómetros acusaram 27 vezes temperaturas de  $-40^{\circ}\text{C}$ , 8 vezes  $-50^{\circ}\text{C}$  e, como extremo absoluto,  $-52,6^{\circ}\text{C}$ ! (p. 410). A condição para a temperatura *record* é, em primeiro lugar, uma temperatura de partida muito baixa, devida à estação do ano (Inverno), à altitude (1270 m) o estado do tempo, além da topografia. No Inverno a camada de neve desempenha um papel essencial como isoladora do calor do Sol. Isto explica porque é que as temperaturas mais baixas foram sempre observadas após a queda de neve. Com a sua persistência no solo torna-se mais densa, e a condutibilidade térmica e a temperatura aumentam (*idem*, p. 411).

#### **1.4. Formação de cinturas térmicas nas vertentes**

Entre os topos mais arrefecidos e o lago de ar frio, forma-se por vezes, sensivelmente a meio da vertente, uma cintura térmica caracterizada por temperaturas ligeiramente mais elevadas. "The belt usually corresponds to a contour band along the valley sides which is therefore favoured for the siting of thermally sensitive crops (e.g. fruit orchards, vineyards) and native dwellings" (OKE, 1993, p. 180). Este fenómeno, conhecido desde há longa data, era estudado já no século passado pelos agricultores americanos do estado da Carolina do Norte que reconheciam nas áreas onde se formavam cinturas térmicas, locais excelentes para plantar pomares e hortas, por ser menor o risco de geada (YOSHINO, 1984, p. 239).

A posição e características da cintura térmica dependem essencialmente da geometria do vale (forma e declive das vertentes) e das áreas de drenagem do ar frio. Na generalidade as diferenças térmicas entre o topo e a base da vertente são mais acentuadas nos vales em forma de "U" (fig. 64 a). Pelo contrário, nos vales em forma de "V" e com vertentes



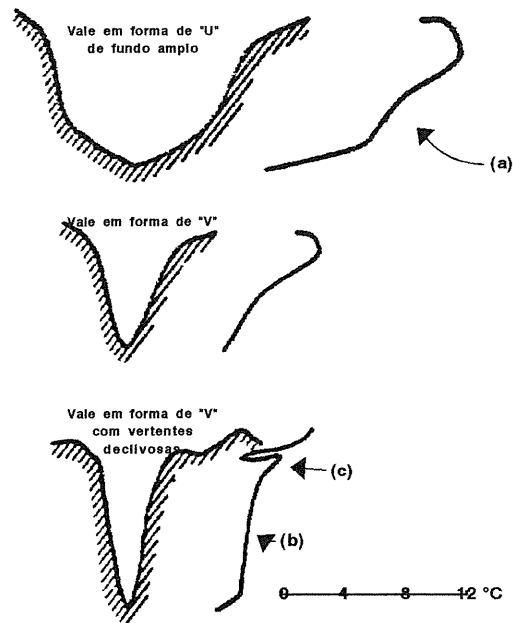


Fig.64 - Perfis térmicos esquematizados (à direita), mostrando a posição da cintura térmica na vertente e sua relação com a forma do vale. Extraído de YOSHINO, 1984 (segundo KOCH).

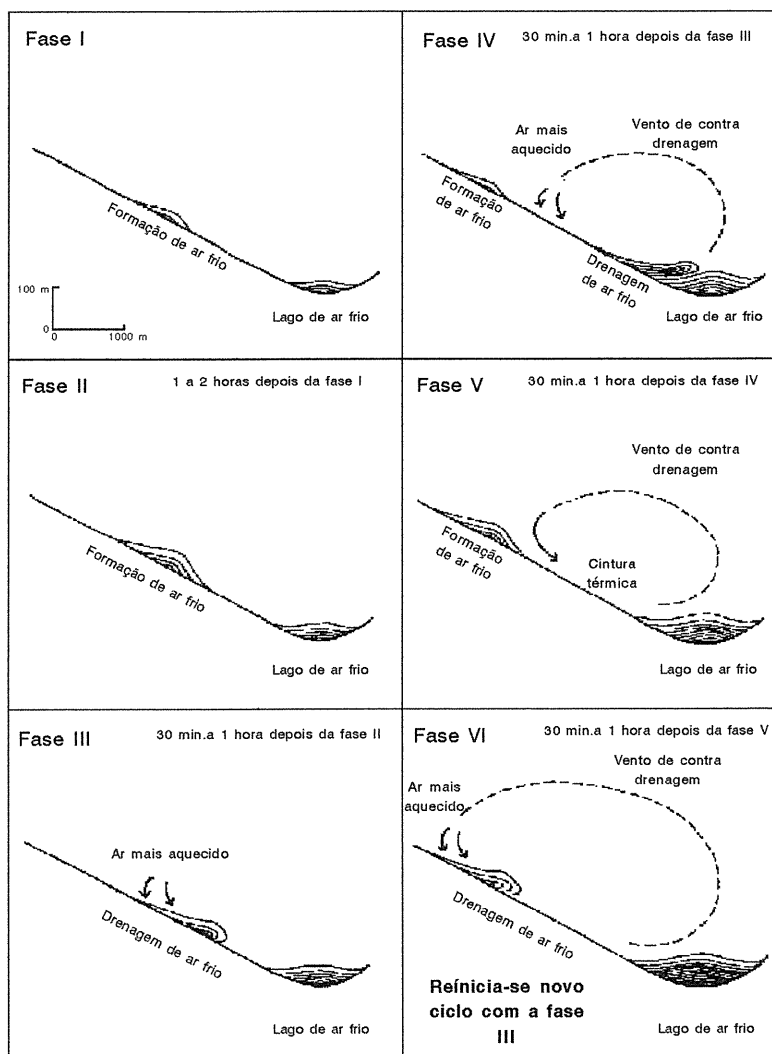


Fig.65 - Modelo da drenagem do ar frio segundo NAKAMURA (1989). As linhas paralelas representam isotérmicas.

declivosas essas diferenças são muito menos acentuadas (b). Localmente, em rechãs elevadas, poder-se-á observar uma anomalia do gradiente térmico (c). Para tal, basta que a superfície topográfica apresente uma ruptura de declive, que permita reter o ar mais arrefecido pela drenagem, formando-se então pequenos lagos de ar frio.

A cintura térmica poderá ser identificada pela inclinação da vertente, coincidindo normalmente com o declive mais acentuado (YOSHINO, 1984). A sua posição tem, no entanto, um ritmo estacional bem definido, mais elevada de Inverno que no Verão, podendo isto dever-se à existência de maior estabilidade atmosférica do ar frio no Inverno. Entre esta cintura e o topo do lago de ar frio surge por vezes uma área isotérmica, podendo atingir em certos casos 30 a 60 m de altura (*idem* p. 241).

A formação de cinturas térmicas parece não estar apenas relacionada com a drenagem e formação dos lagos de ar frio. Como refere YOSHINO (1984, p. 241): "The thermal belt was found not only of the vertical profiles of the minimum temperature, but also on those of the daily mean and maximum temperature".

Como resumo deste sistema apresenta-se um modelo de drenagem do ar frio durante uma noite de arrefecimento radiativo, sem vento e nebulosidade (fig. 65), proposto por NAKAMURA (1989, p. 134) para uma vertente de fraco declive.

A primeira fase (I) mostra a formação de ar frio por irradiação na vertente, imediatamente a seguir ao pôr do Sol. A inversão térmica junto ao solo é mais acentuada a meio da vertente, porque a turbulência é menor do que no topo e fundo de vale. Nestes dois sectores do relevo sopra o vento de gradiente, que impede a formação de uma inversão junto ao solo. Com o continuar da noite inicia-se a acumulação do ar arrefecido pela irradiação terrestre, formando-se o lago de ar frio nas áreas mais deprimidas.

Com a intensificação da inversão térmica, uma a duas horas depois do pôr do Sol, desenvolve-se ar frio a meio da vertente, acompanhado de uma rápida descida da temperatura ambiente (fase II). Aumenta a inversão térmica nas áreas mais deprimidas e a espessura do lago de ar frio.

Na terceira fase (30 minutos a 1 hora depois da anterior), o ar frio vence a resistência oferecida pela rugosidade da superfície e começa a drenagem impulsionada pela força da gravidade. A velocidade da drenagem atinge 1 a 2 m/s no final da descida da vertente. Ar mais aquecido que se sobrepõe à drenagem, tem tendência para descer em direcção ao solo, compensando a drenagem do ar mais frio e ocupando o seu lugar. O lago de ar frio desenvolve-se mais intensamente.

A fase IV mostra dois aspectos interessantes deste sistema: enquanto se forma novamente ar frio no sector mais elevado, a meio da vertente o vento de contra-corrente da drenagem (menos frio) forma um sistema de circulação que permite um ligeiro aumento de temperatura junto ao solo. O ar arrefecido, que atinge o sector mais deprimido do relevo, sobrepõe-se ao lago de ar frio, ficando por cima deste, a menos que a sua temperatura seja inferior à do ar no fundo do vale. Neste caso vai alimentar o lago de ar frio, contribuindo para revitalizar a inversão térmica.

À medida que nova formação de ar frio se efectua no topo da vertente, a drenagem de ar frio é substituída gradualmente por ar mais aquecido que atinge o solo proveniente da contra-corrente de drenagem, formando-se uma cintura térmica bem desenvolvida (fase V).

Durante a fase VI, a circulação do vento de contra-corrente estende-se aos sectores mais elevados da vertente, e conseqüentemente a fonte do ar frio é igualmente transferida para o topo. Este acréscimo da distância percorrida pela drenagem explica o aumento da velocidade do escoamento do ar frio a cada nova fase. A fase III é recapitulada, dando-se início a novo ciclo que se poderá repetir 4 a 5 vezes por noite com intervalos de 1 a 3 horas.

## **2. Quadro experimental**

### **2.1. Campanhas de medição**

Para perceber o sistema de drenagem e acumulação de ar frio na região de Oeiras, foram efectuadas duas campanhas de medição, tendo sido escolhidos dois sectores do vale da ribeira de Barcarena, por serem bastante contrastados do ponto de vista morfológico. O primeiro perfil foi efectuado junto à localidade de Barcarena na madrugada de 21 de Janeiro de 1993 e o segundo mais a jusante, junto a Laveiras, na madrugada de 5 de Fevereiro do mesmo ano (fig. 63). Ambas as noites foram anticiclónicas, com vento fraco e sem nebulosidade, reunindo as condições meteorológicas para a ocorrência de drenagem e acumulação de ar frio no fundo do vale. Os trajectos foram efectuados de automóvel (integralmente no percurso de Laveiras) e a pé em alguns troços do percurso junto a Barcarena. Por este facto a duração das observações foi um pouco diferente nos dois casos: aproximadamente 1 hora em Barcarena e cerca de 30 minutos em Laveiras. Os elementos climáticos recolhidos foram as temperaturas, a direcção e velocidade do vento e, no perfil de Laveiras, a humidade relativa. Em ambas as campanhas efectuaram-se medições às 22, 0, 2, 4, 6 e 8 horas, num total de seis percursos por noite.

A metodologia seguida para o apuramento final dos valores da velocidade do vento foi a seguinte: em cada ponto de medição (13 no percurso de Barcarena e 10 no de Laveiras) anotaram-se 20 valores de velocidade de vento. A moda foi o parâmetro utilizado no tratamento final da informação. O mesmo procedimento não foi necessário para a temperatura e humidade relativa (em Laveiras), já que os sensores do termo-higrómetro estabilizam rapidamente os valores durante as medições nocturnas com vento fraco.

## **2.2. Descrição das áreas envolventes dos dois perfis na ribeira de Barcarena**

Perfil 1 (Barcarena):

O trajecto correspondente a este perfil foi realizado no sentido Oeste/Este, entre o topo 500 m a SE do vértice geodésico de S. Miguel, a uma altitude de 160 m e outro topo na vertente oposta, à mesma altitude (fig. 63). As medições foram feitas em seis pontos equidistantes na vertente ocidental, ocupada apenas por alguma vegetação herbácea e cujo declive não ultrapassa 13°. Não há praticamente nenhuma influência do casario que se expande das duas localidades próximas, Barcarena e Leceia. A sétima observação teve lugar no fundo do vale (junto à ponte) a cerca de 45 m de altitude. Na vertente oposta, seguia-se um trajecto numa superfície com cerca de 12° de inclinação média, até à altitude de 160 m. O troço inferior do percurso nesta vertente era efectuado sobre as terraplanagens da CREL (autoestrada "Circular Regional Exterior de Lisboa"), que se encontrava em construção. No troço superior, tal como na vertente oposta, apenas uma vegetação muito rasteira ocupava o solo. Como se pode observar na figura 66, os 13 pontos de medição foram realizados num vale de perfil transversal simétrico, com forma de "V", cerca de 4 km do rio Tejo (fig. 63).

Perfil 2 (Laveiras):

O cenário que compôs a segunda campanha de medição é diferente do anterior. O vale da ribeira de Barcarena, na sua parte vestibular (a cerca de 1 km do Tejo), apresenta forma de "U". O topo na parte ocidental do perfil encontra-se a 110 m de altitude e a 90 m na vertente oriental (fig. 63). Os declives das vertentes são inferiores aos do perfil de Barcarena, possuindo valores entre 5 e 8°. O trajecto de medições (realizado de automóvel) iniciava-se descendo a vertente Oeste, cujo sector superior tem um declive médio de 5°, até atingir a localidade de Laveiras, que ocupa parte do sector inferior deste perfil (fig. 69). A inclinação média deste troço é de 8°, onde estavam incluídos 7 pontos de medição. Na vertente oposta, que tem um declive médio de 7°, apenas se procedia a três observações,

que se concluíam junto ao estabelecimento prisional de Caxias, a cerca de 70 m de altitude. O topo desta vertente é ocupado com espécies vegetais de porte arbóreo, que pertencem à mata do Estádio Nacional.

### **3. *Estudo comparativo da temperatura e do vento nos dois perfis***

#### **3.1. *Perfil (1) Barcarena (madrugada de 21 de Janeiro de 1993)***

Às 22 h, altura em que se efectuou o primeiro percurso, já era visível a acumulação do ar frio no fundo do vale, embora o lago de ar frio ainda não se encontrasse bem desenvolvido. Os locais mais quentes (10 a 11°C) encontravam-se sensivelmente a meia vertente (fig. 66), numa posição mais elevada a Este (aproximadamente 100 m) e a cerca de 80 m a Oeste. No topo ocidental, a temperatura era também superior a 10°C (fig. 67), curiosamente o local onde o vento de Nordeste soprava com maior intensidade (3 m/s, fig. 68). Como já se referiu anteriormente, os sectores mais elevados da vertente são áreas onde existe uma correlação positiva entre a velocidade do vento e a temperatura.

Embora a drenagem do ar frio ainda não seja evidente neste percurso, verificava-se já uma ligeira tendência para o vento de Nordeste inflectir para Sudeste, quase paralelamente às curvas de nível, a meia vertente do lado ocidental. Mas tal como se viria a verificar ao longo da noite, foi impossível determinar se o vento era a materialização da drenagem do ar frio, ou apenas a deflecção devida ao relevo (fig. 68). Na vertente oriental nunca foi possível distinguir entre o vento de gradiente (que soprava de Nordeste) e a drenagem do ar frio que deveria ter a mesma direcção.

À meia-noite, a situação era completamente diferente. O sistema de drenagem do ar frio e da contra-corrente de drenagem, descrito atrás, era evidente. No fundo do vale já se encontrava bem desenvolvido um lago de ar frio (delimitado pela isotérmica de 6,5°C às 0 e às 2 horas e 6°C às 6 horas, fig. 66), com uma espessura de 45 m, cujo núcleo não coincidia

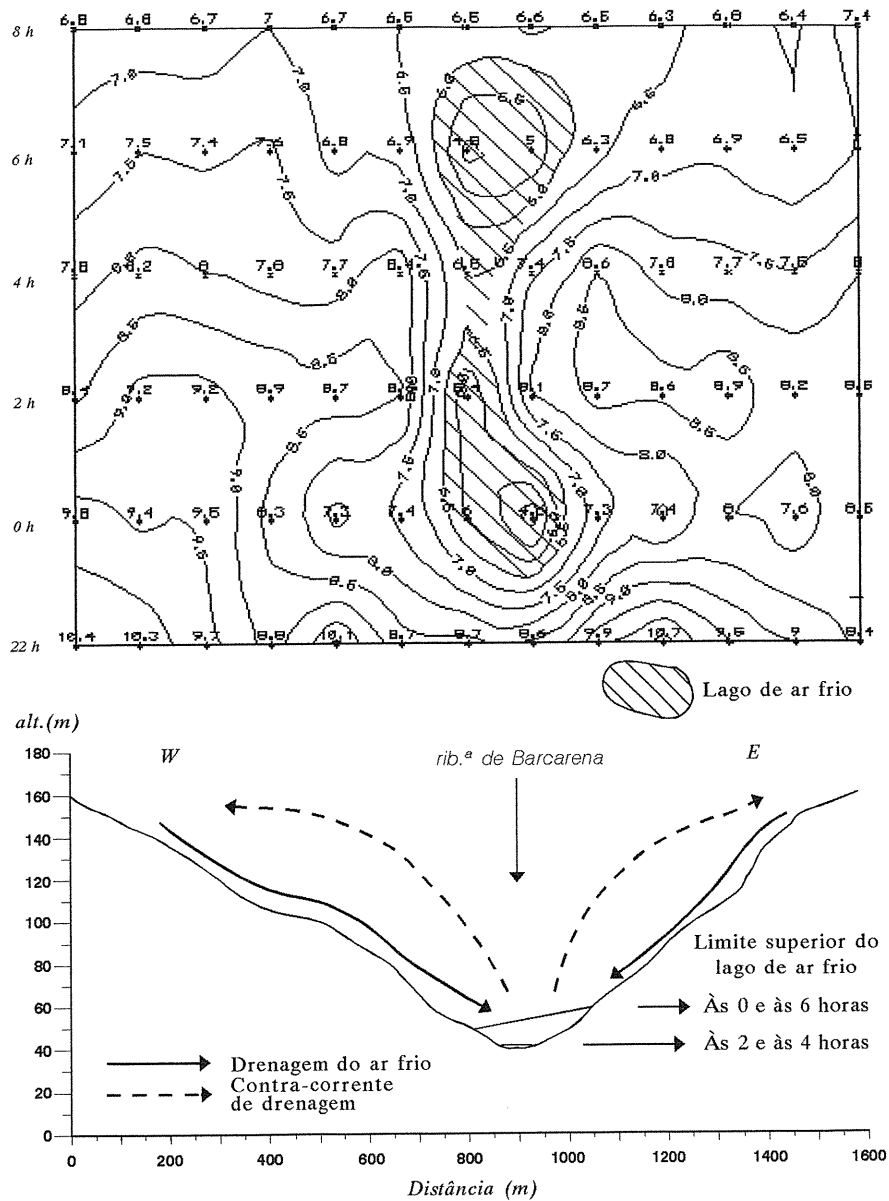


Fig.66 - Temperatura do ar na madrugada de 21 de Janeiro de 1993, na rib.ª de Barcarena, junto a Barcarena (perfil 1).

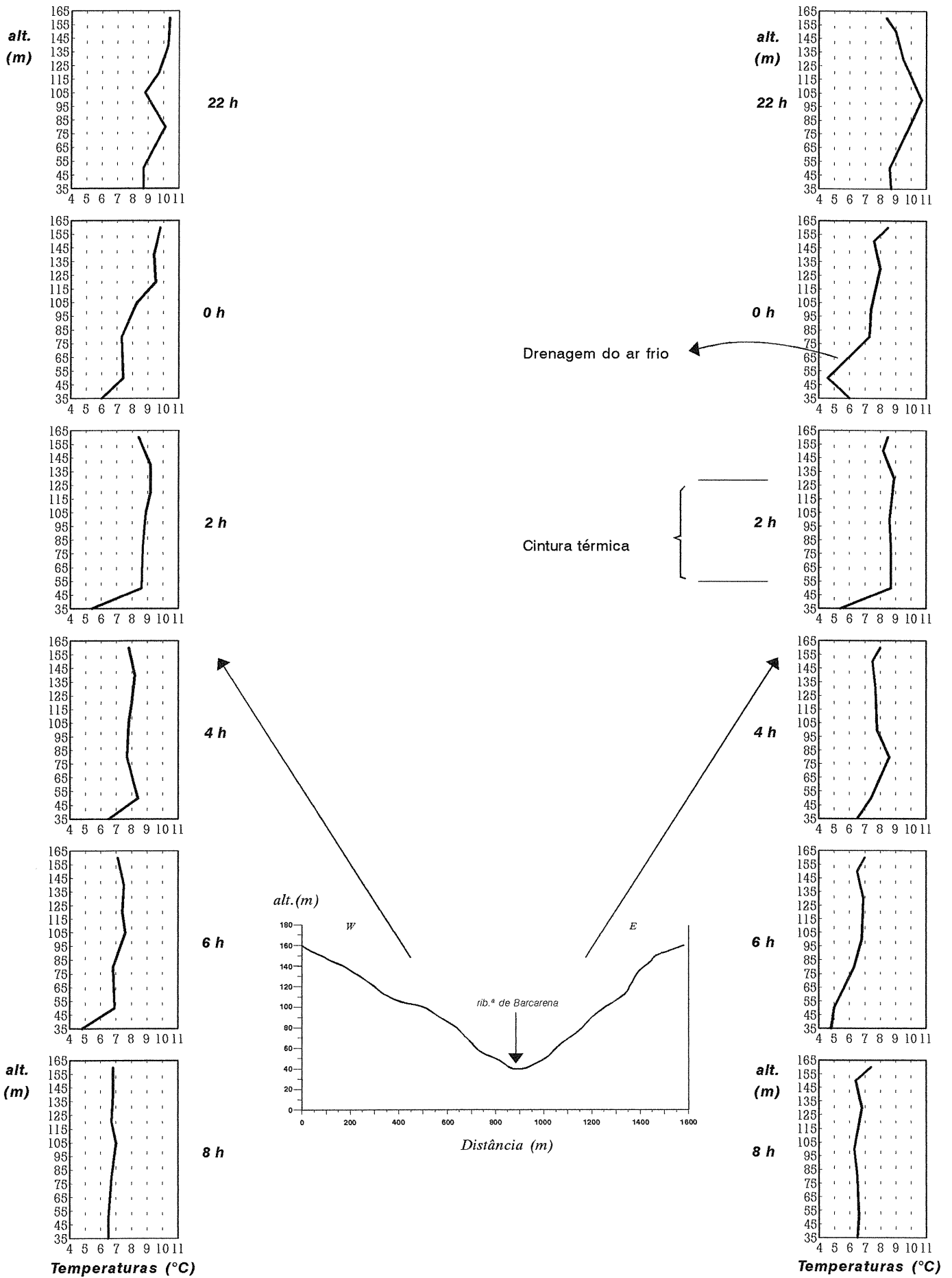


Fig.67 - Temperatura do ar observada nas vertentes da rib.ª de Barcarena, junto a Barcarena (perfil 1), na madrugada de 21 de Janeiro de 1993.





com o local topograficamente mais deprimido, encontrando-se ligeiramente desviado para Este. Imediatamente acima do lago de ar frio, entre 50 e 80 m, a temperatura oscilava entre 6 e 7°C, enquanto acima desta faixa, nos sectores superiores das vertentes, as temperaturas eram mais elevadas (7 a 9,5°C). Isto significa que, nos sectores inferiores está a chegar ar frio proveniente da drenagem, que deverá em parte alimentar o lago, já que do lado oriental o ar drenado no sentido descendente tem uma temperatura inferior à do fundo do vale. Ao mesmo tempo, forma-se uma contra-corrente de drenagem que atinge os sectores superiores das vertentes, aumentando 1 a 2°C as temperaturas junto ao solo, dando-se início à formação de uma cintura térmica. Todo este sistema é idêntico à fase V, figura 65.

Às 2 horas o lago de ar frio dissipa-se praticamente, ficando confinado ao fundo do vale. No entanto, o gradiente térmico entre 35 e 50 m é bastante elevado (cerca de 3°C), existindo acima deste sector uma camada de ar isotérmica que atinge o topo da vertente (fig. 67). Estamos perante uma cintura térmica bem desenvolvida com cerca de 80 m. Esta camada de ar mais quente foi alimentada pela contra-corrente de drenagem entre as 0 h e as 2 horas (fase VI, fig. 65), tendo o lago de ar frio ficado confinado ao fundo do vale.

Às 4 horas o lago de ar frio apresentava uma estrutura muito semelhante, encontrando-se pouco desenvolvido (fig. 66). Enquanto ocorreu nova fase de drenagem, evidenciada pelo perfil térmico da vertente Este (fig. 67) a cintura térmica é pouco marcada. As temperaturas abaixo dos 80 m vão sendo progressivamente mais baixas, o que significa que está a chegar ar mais arrefecido dos sectores elevados das vertentes (entre 100 e 145 m), que se comportam como fonte de ar frio. Está a iniciar-se um novo ciclo de drenagem do ar frio (fases I e II, fig. 65). Forma-se novamente uma contra-corrente de drenagem sobre o ar frio, compensando a sua descida, originando uma nova cintura térmica às 6 horas, entre 90 e 140 m, caracterizada por uma temperatura 2°C superior ao fundo do vale. Foi durante esta medição que se observaram as temperaturas mais baixas da madrugada, com valores que rondavam 5° no fundo da ribeira de Barcarena. O lago de ar frio atinge novamente a sua altura máxima (cerca de 50 m), com a chegada do ar mais arrefecido das vertentes. É curioso notar que o lago se encontra mais uma vez inclinado,

subindo mais na vertente Este: o núcleo mais frio situa-se agora no local topograficamente mais deprimido. Na vertente oriental a drenagem do ar frio é nítida, enquanto a vertente oposta é isotérmica, já que acima de 50 m de altitude, às 4 e às 6 horas, a temperatura não varia (fig. 67). Por conseguinte, a chegada em maior quantidade de ar frio na vertente Este poderá explicar o facto do lago se encontrar ligeiramente inclinado, atingindo a maior altura nesta vertente.

Durante toda a noite o vento soprou fraco de Nordeste (abaixo dos 80 m a sua velocidade nunca foi superior a 2 m/s), o que, como já se referiu, dificultou a identificação da drenagem do ar frio.

Às 8 horas a isotermia é quase perfeita nas duas vertentes, desaparecendo por completo o lago de ar frio com o aumento da turbulência (fig. 66 e 67).

### **3.2. Perfil (2) Laveiras (madrugada de 5 de Fevereiro de 1993)**

Durante a madrugada de 5 de Fevereiro de 1993, em condições anticiclónicas, o vento soprava fraco de Nordeste, inferior a 3m/s nos topos mais desabrigados. No final da madrugada a velocidade aumentou atingindo cerca de 5 m/s nos topos. A humidade relativa era bastante fraca, nunca tendo excedido 50 %.

Às 22 horas, a vertente ocidental apresentava isotermia (9 a 10 °C, fig. 69 e 70). Na vertente oposta, pelo contrário, observavam-se temperaturas muito diferenciadas: os valores mais baixos foram registados a meia vertente (7,5°C), arrefecida pelo ar frio que drenava do sector superior (fig. 70); no topo, junto à mata do Estádio Nacional, a temperatura alcançou 11°C. Aqui, a temperatura mais elevada é explicada pela retenção de energia térmica dentro do povoamento vegetal, já que as perdas energéticas são aí mínimas.

À meia-noite, o lago de ar frio ainda era bastante incipiente, devido a existir apenas drenagem de ar frio na vertente oriental. A figura 71 mostra que o vento é bastante fraco (ou mesmo inexistente) nas vertentes, embora se verifique uma tendência para o incremento da

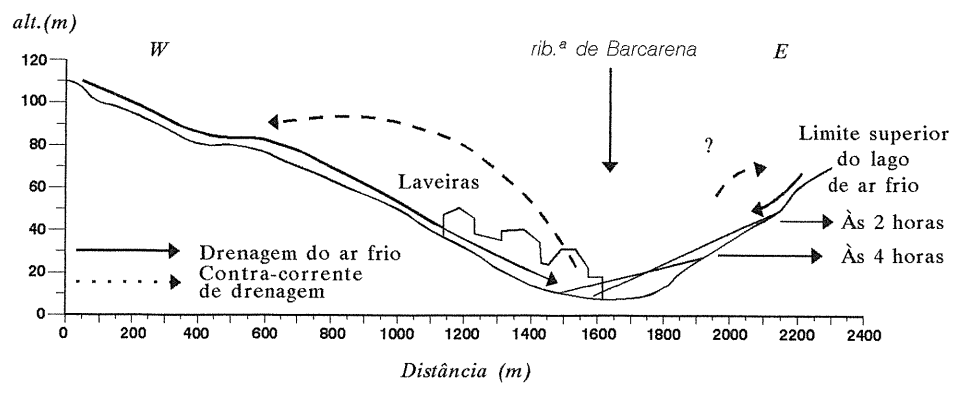
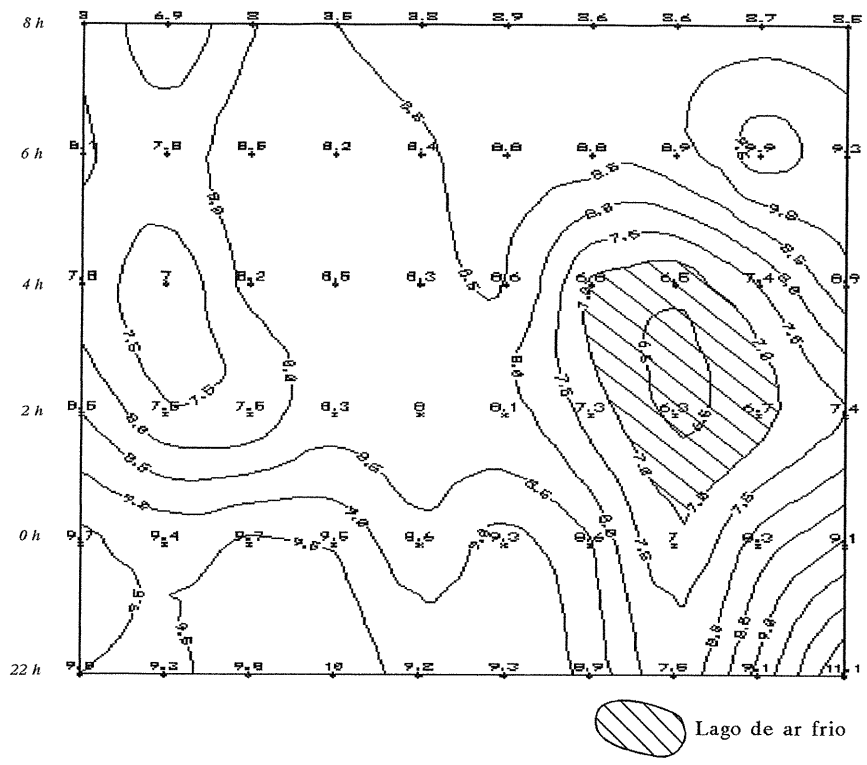


Fig.69 - Temperatura do ar na madrugada de 5 de Fevereiro de 1993, na rib.ª de Barcarena, junto a Laveiras (perfil 2).

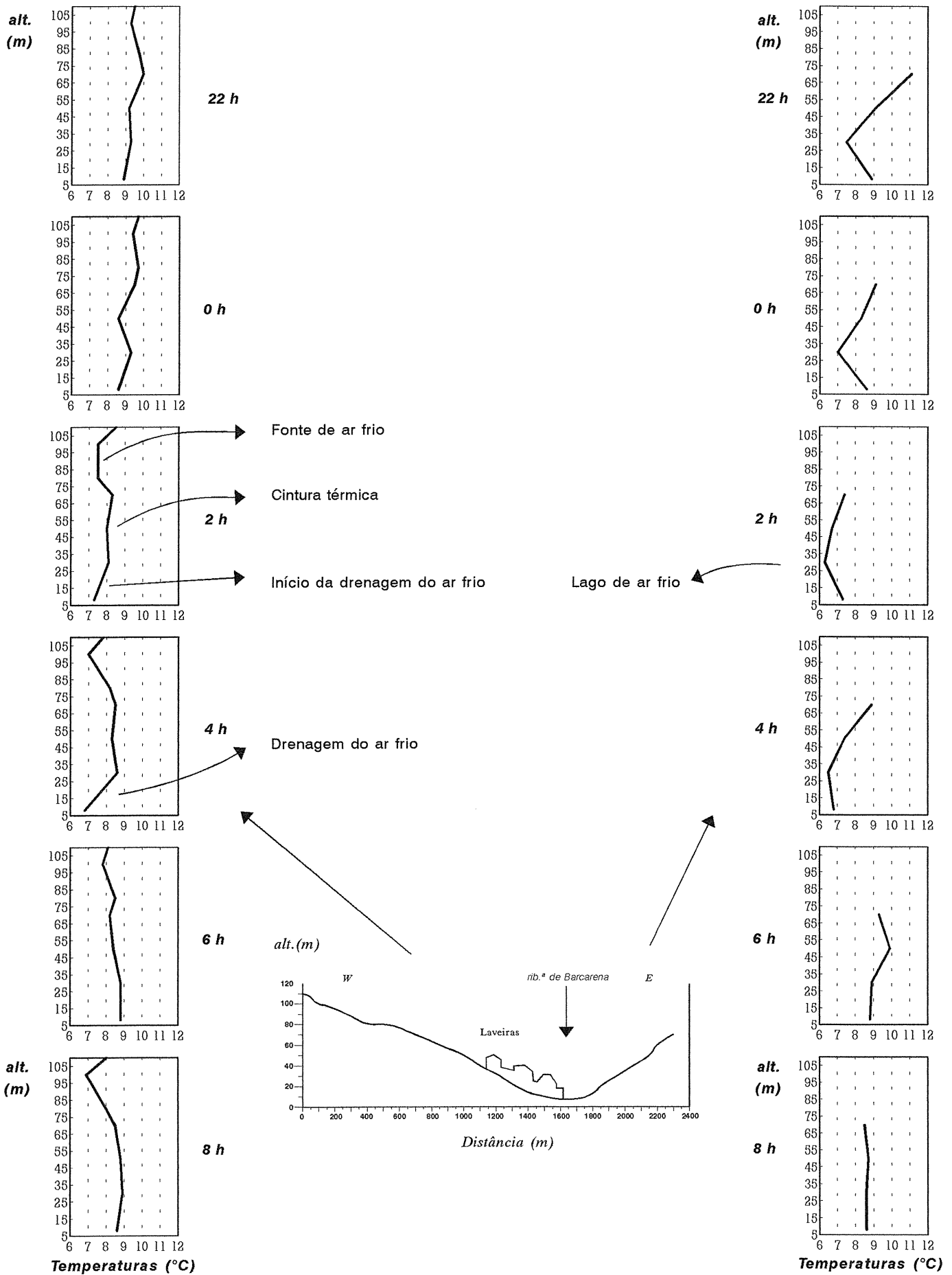
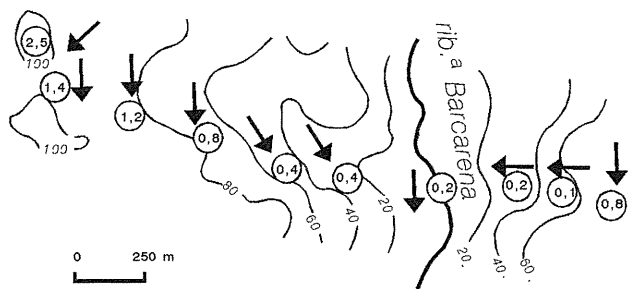
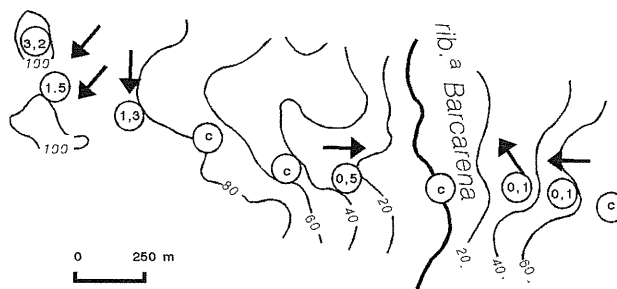


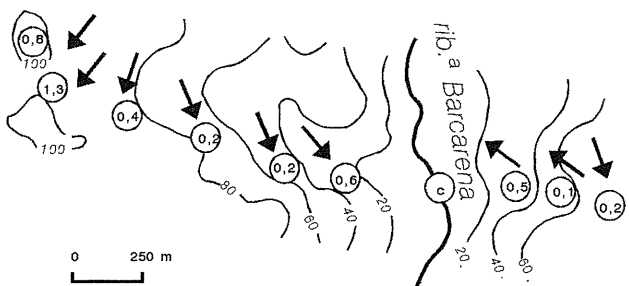
Fig.70 - Temperatura do ar observada nas vertentes da rib.ª de Barcarena, junto a Laveiras (perfil 2 na madrugada de 5 de Fevereiro de 1993.



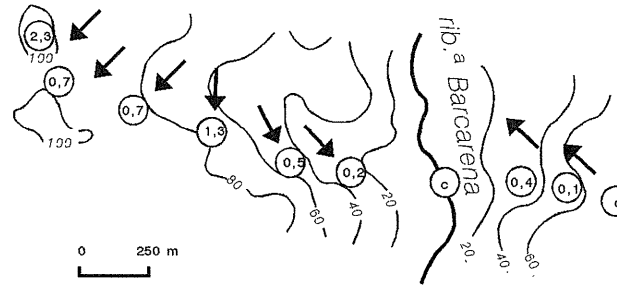
22 h



0 h



2 h



4 h



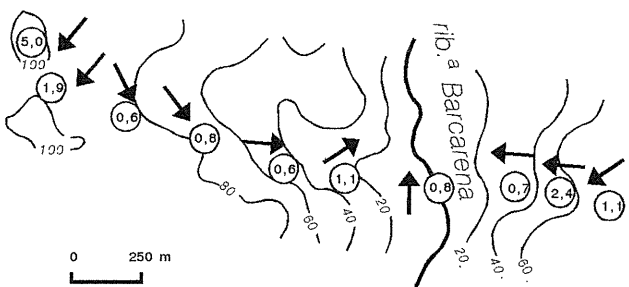
Direcção



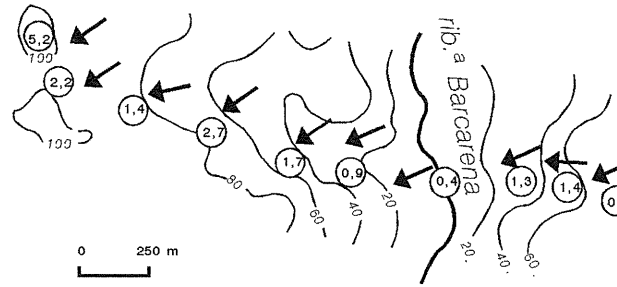
Velocidade



Calma



6 h



8 h

Fig.71 - Velocidade e direcção do vento na madrugada de 5 de Fevereiro de 1993, junto a Laveiras (perfil 2).

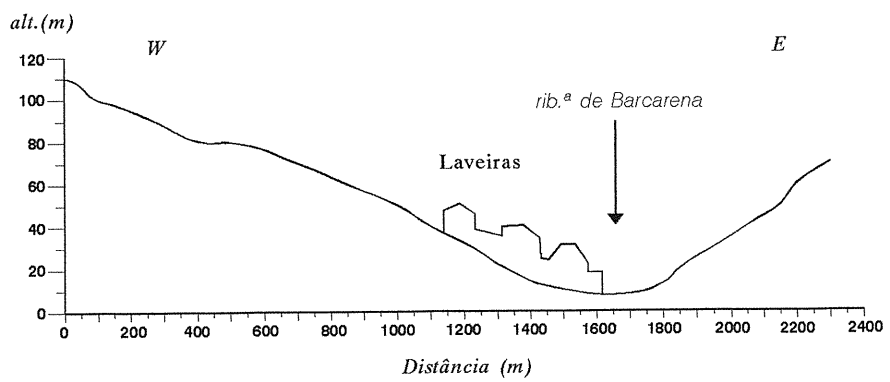
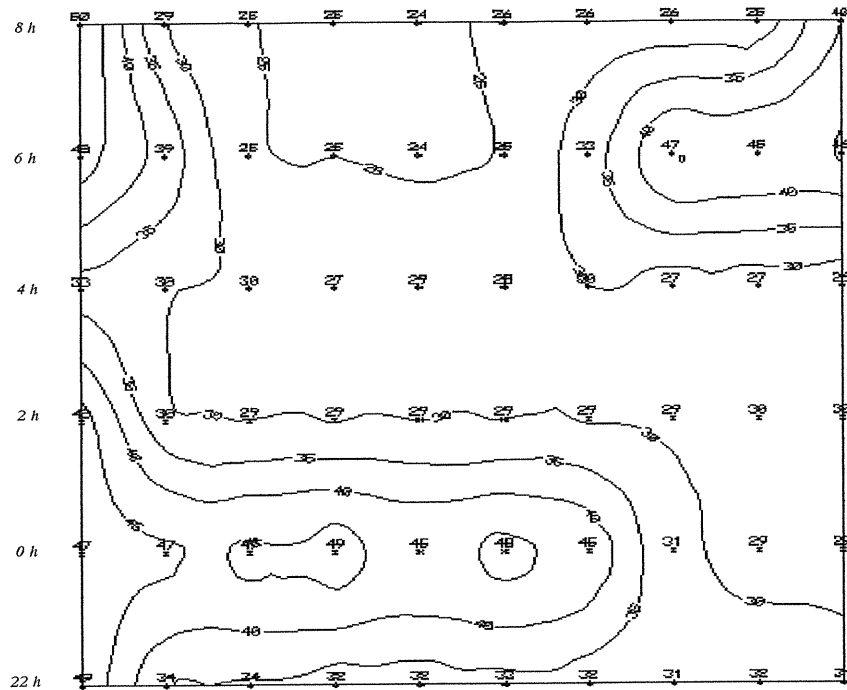


Fig.72 - Humidade relativa na madrugada de 5 de Fevereiro de 1993, na rib.ª de Barcarena, junto a Laveiras (perfil 2).

drenagem, sobretudo a Este. Como se poderá observar na figura 70, os topos e os sectores superiores das vertentes têm temperaturas ligeiramente mais elevadas (cerca de 1°C) do que os sectores inferiores. As temperaturas mais baixas (7°C) ocorreram não no fundo do vale, mas na vertente Este, a cerca de 30 m de altitude (fig. 69). De realçar o aumento da humidade relativa às 0 horas em toda a vertente ocidental (fig. 72), que coincide com a quase ausência de turbulência neste sector do vale.

Às 2 horas o lago de ar frio atinge a sua intensidade máxima, embora, tal como no perfil de Barcarena, seja dissimétrico na sua estrutura. Como se poderá observar na figura 70, o lago encontra-se inclinado para ocidente, atingindo uma maior altura na vertente Este.

O vento, que continuava a soprar de Nordeste com velocidade inferior a 2 m/s nos topos, sofre uma deflecção nos sectores médios das vertentes, escoando perpendicularmente às curvas de nível, no sentido da drenagem do ar frio.

O perfil das temperaturas na vertente ocidental às 2 e às 4 horas (fig. 70), mostra com clareza o sistema de drenagem do ar frio: na parte superior, temperaturas mais baixas (cerca de 7°C) identificam a sua origem, enquanto a faixa entre 30 e 70 m, com temperaturas iguais ou superiores a 8°C, corresponde à cintura térmica. Nos sectores inferiores da vertente impera a drenagem do ar frio, que não deverá alimentar fortemente o lago, mas sim a contra corrente de drenagem, ao contrário da vertente oriental. Este movimento ascendente do ar irá retornar ao solo a meia vertente, justificando o aparecimento de uma cintura térmica bem desenvolvida. A maior altitude atingida pelo lago na vertente Este poderá assim ficar a dever-se não só à presença do núcleo urbano que impede a drenagem na vertente ocidental, mas também à forte alimentação do ar frio que escoar na vertente oriental. A ocorrer, a contra-corrente de drenagem nesta vertente será bastante fraca, o que justifica a inexistência de cintura térmica.

Às 6 horas o vento soprava de Sul no fundo do vale. Um ligeiro aumento da turbulência poderá explicar o súbito dismantelamento do lago de ar frio, verificando-se novamente a isoterminia em ambas as vertentes (fig. 70).



Às 8 horas o vento de gradiente (Nordeste) instala-se em todo o vale e as temperaturas mais baixas observam-se no topo ocidental, onde a velocidade do vento é mais elevada. No topo da vertente oriental, a vegetação impede a penetração impulsiva do vento (0,1 m/s).

#### **4. Remate**

Com este capítulo ficou documentada a drenagem e acumulação do ar frio em dois sectores da ribeira de Barcarena através de duas campanhas de medição: a primeira decorreu na madrugada de 21 de Janeiro de 1993 e foi realizada num troço transversal do vale, junto a Barcarena, cerca de 4 km do rio Tejo. A segunda teve lugar mais a jusante na mesma ribeira, perto de Laveiras (a cerca de 1 km do Tejo), na madrugada de 5 de Fevereiro de 1993. Em ambas as noites, as condições eram anticiclónicas (vento fraco e sem nebulosidade), reunindo as condições meteorológicas para a ocorrência de drenagem e acumulação de ar frio no fundo do vale, e a formação de cinturas térmicas nas vertentes.

Junto a Barcarena os 13 pontos de medição foram efectuados num perfil transversal simétrico, com a forma de "V". A segunda campanha, realizada junto a Laveiras comportava 10 pontos de medição, num sector do vale com forma de "U".

Apesar dos meios disponíveis para obtenção dos dados (medições itinerantes) não serem os mais adequados a este tipo de estudos, foi possível confirmar algumas características típicas da drenagem do ar frio como, por exemplo, o carácter intermitente do seu escoamento ao longo das vertentes.

Na madrugada de 21 de Janeiro de 1993 (perfil 1) foi impossível determinar se o vento de Nordeste, na vertente ocidental, era a materialização da drenagem do ar frio, ou apenas a deflecção devido ao relevo (fig. 68). Na vertente oriental nunca foi possível distinguir entre o vento de gradiente (que soprava de Nordeste) e a drenagem do ar frio que, a existir, teria a mesma direcção.

À meia-noite, o sistema de drenagem do ar frio e da contra-corrente de drenagem era evidente: enquanto na base das vertentes a temperatura era mais baixa, junto ao topo a temperatura era mais elevada 2 a 3°C. Deduziu-se que, concomitantemente à drenagem do ar frio, se forma uma contra-corrente de drenagem que atinge os sectores superiores das vertentes, dando-se início à formação de uma cintura térmica com aproximadamente 60 m (fig. 67). Este esquema é em tudo idêntico à fase V do modelo de drenagem do ar frio proposto por NAKAMURA (1989), (fig. 65). No fundo do vale à mesma hora, desenvolvia-se um lago de ar frio com uma espessura de 45 m, cujo núcleo não coincidia com o local topograficamente mais deprimido, encontrando-se ligeiramente desviado para Este.

Às 2 horas, o lago de ar frio dissipa-se praticamente, ficando confinado ao fundo do vale e a cintura térmica desenvolve-se ainda mais, atingindo 80 m de espessura. Esta camada de ar mais quente foi alimentada pela contra-corrente de drenagem entre as 0 h e as 2 horas (fase VI, fig. 65). Por cima do lago de ar frio o gradiente térmico é bastante elevado (cerca de 3°C) tendo aquele ficado confinado ao fundo do vale.

Às 4 horas, dá-se início de um novo ciclo de drenagem do ar frio (fases I e II, fig. 65). A cintura térmica é pouco marcada e as temperaturas abaixo dos 80 m vão sendo progressivamente mais baixas, o que significa que está a chegar ar mais arrefecido dos sectores elevados das vertentes (entre 100 e 145 m), que se comportam como fonte de ar frio. Forma-se novamente uma contra-corrente de drenagem sobre o ar frio, compensando a sua descida, originando uma nova cintura térmica às 6 horas, entre 90 e 140 m, caracterizada por uma temperatura 2°C superior ao fundo do vale. Foi a esta hora que se observaram as temperaturas mais baixas da madrugada, com valores que rondavam 5° no fundo da ribeira de Barcarena. O lago de ar frio atinge novamente a sua altura máxima (cerca de 50 m), com a chegada do ar mais arrefecido das vertentes. O seu núcleo mais frio situa-se agora no local topograficamente mais deprimido. A chegada em maior quantidade de ar frio na vertente Este poderá explicar o facto do lago se encontrar ligeiramente inclinado, atingindo a maior altura nesta vertente.

Às 8 horas, a isoterminia é quase perfeita nas duas vertentes, desaparecendo por completo o lago de ar frio com o aumento da turbulência (fig. 66 e 67).

Na madrugada de 5 de Fevereiro de 1993 o vento soprava fraco de Nordeste (inferior a a 3m/s nos topos mais desabrigados) e a humidade relativa nunca excedeu 50 %.

Às 22 horas, a vertente ocidental apresentava isoterminia. Na vertente Este, pelo contrário, os valores mais baixos foram observados a meia vertente (7,5°C), arrefecida pelo ar frio que drenava do sector superior; no topo, junto à mata do Estádio Nacional, a temperatura era muito mais elevada (11°C). Este facto pode ser explicado pela retenção de energia térmica dentro do povoamento vegetal, já que as perdas energéticas são aí mínimas.

À meia-noite, o lago de ar frio ainda era bastante incipiente, devido a existir apenas drenagem de ar frio na vertente oriental. As temperaturas mais baixas (7°C) ocorreram não no fundo do vale, mas na vertente Este, a cerca de 30 m de altitude (fig. 69).

Às 2 horas, o lago de de ar frio atinge a sua intensidade máxima, embora, tal como no perfil de Barcarena (1), seja dissimétrico na sua estrutura. Como se poderá observar na figura 70, o lago encontra-se inclinado para ocidente, atingindo uma maior altura na vertente Este. O perfil das temperaturas na vertente ocidental às 2 e às 4 horas (fig. 70), mostra com clareza o sistema de drenagem do ar frio (Fase V, fig. 65): na parte superior, temperaturas mais baixas (cerca de 7°C) identificam a sua origem, enquanto a faixa entre 30 e 70 m, com temperaturas iguais ou superiores a 8°C, corresponde à cintura térmica. Nos sectores inferiores da vertente impera a drenagem do ar frio, que não deverá alimentar fortemente o lago, mas sim a contra corrente de drenagem, ao contrário da vertente oriental. Este movimento ascendente do ar irá retornar ao solo a meia vertente, justificando o aparecimento de uma cintura térmica bem desenvolvida. A maior altitude atingida pelo lago no lado oriental poderá ficar a dever-se, não só à presença do núcleo urbano que impede a drenagem na vertente ocidental, mas também à forte alimentação do ar frio que escoia na vertente oriental. A ocorrer, a contra-corrente de drenagem nesta vertente será bastante fraca, o que justifica a inexistência de cintura térmica. O vento, nos sectores médios das

vertentes, soprou sempre fraco (nunca superior a 1 m/s) perpendicularmente às curvas de nível, materializando a drenagem do ar frio.

Um ligeiro aumento na velocidade do vento às 6 horas explica o súbito desmantelamento do lago de ar frio, verificando-se novamente a isoterмия em ambas as vertentes (fig. 70).

Concluindo, ficou demonstrado o carácter intermitente da drenagem e acumulação de ar frio no fundo do vale de Barcarena. Os esquemas interpretativos deste sistema comprovaram algumas fases do modelo de drenagem apresentados por NAKAMURA (1989).

Os lagos de ar frio poderão ter uma dupla alimentação: por um lado a formação de ar frio *in situ*, devido à irradiação terrestre, por outro o ar frio que tem a sua origem no sectores superiores das vertentes e que drena pela força da gravidade. As flutuações na espessura do lago foram interpretadas da seguinte forma: quando a drenagem é mais intensa o lago expande-se; quando a drenagem alimenta a contra-corrente, comprovada pelo aparecimento de cinturas térmicas bem desenvolvidas, o lago de ar frio confina-se ao fundo do vale.

Uma maior alimentação em ar frio efectuada por uma das vertentes e a existência de obstáculos (como o núcleo urbano de Laveira) podem ser também factores que condicionam a espessura do lago. Se houver uma alimentação diferenciada como a que foi referida, sobretudo em Laveiras, o lago pode ter uma inclinação, atingindo alturas diferentes nas duas vertentes.

Ficou também documentado que o desenvolvimento das cinturas térmicas está dependente da drenagem e da contra-drenagem que compensa a descida do ar, revelando-se um elemento fundamental para a compreensão do funcionamento deste sistema.

## **CONCLUSÃO**

Este estudo de Climatologia local teve, como principal objectivo, identificar alguns aspectos térmicos relacionados com o período mais frio do ano de 1992/1993, na região de Oeiras.

As definições que consideram as "escalas climáticas" (macroclima, mesoclima, clima local e microclima) apenas pela área afectada horizontal, vertical e temporalmente pelos fenómenos meteorológicos, são demasiadamente redutoras da realidade. O clima local não é uma entidade em si, mas reflete o grau de pormenor com que se estudam os fenómenos climáticos. Neste trabalho, o clima local é visto como sinónimo de topoclima, ou seja o clima directamente dependente das características do substrato (topografia, tipo de solo, ocupação vegetal, presença ou proximidade de extensões de água, etc.) que, no conjunto das escalas espaciais em Climatologia, se situa entre o mesoclima, ou clima regional, e o microclima, com o qual é frequentemente confundido (ALCOFORADO, 1992).

Foram realizadas dez campanhas de medição itinerantes, entre Setembro de 1992 e Março de 1993, tendo-se utilizado termo-higrómetros e anemómetros digitais para o registo de valores de temperatura e vento. Os pontos de medição foram escolhidos segundo um critério baseado na sua posição topográfica, procurando não privilegiar nenhuma posição em particular: sete pontos de medição localizados em fundos de vale, oito em situação de topo e nove em vertentes. A temperatura (de madrugada e a meio do dia) foi sempre registada durante o período mais provável de ocorrência das mínimas e das máximas.

Uma vez que a recolha dos dados de temperaturas e ventos, efectuada nas campanhas de medição, foi descontínua no tempo, tornou-se imprescindível determinar a representatividade de cada um dos padrões térmicos, identificados na região de Oeiras. Para conhecer a frequência teórica esperada tentou-se estabelecer a relação entre cada situação observada no terreno e a situação sinóptica à superfície, partindo-se do pressuposto que, cada tipo de circulação atmosférica corresponde um determinado padrão

térmico superficial, ou pelo menos, origina uma semelhante variação espacial da temperatura.

Para determinar a frequência de ocorrência dos dias de medição, foram testadas duas metodologias que combinam vários índices caracterizadores de situações sinópticas à superfície. Uma foi efectuada a partir da combinação de três índices: zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS), que deram origem a oito tipos sinópticos, seguindo-se de perto os trabalhos de LITYNSKI (1970) e HUFTY (1981 e 1982).

A partir da caracterização geral do período estudado, concluiu-se que, entre Setembro de 1992 e Março de 1993, houve uma elevada percentagem (63,2 %) de dias com o índice RS negativo, o que representa altas pressões relativas em Lisboa. Uma alta pressão relativa significa que a pressão nesta cidade é mais elevada que a média das pressões nos bordos de uma quadrícula, limitada pelos arcos de meridianos 0° e 20° Oeste e os arcos de paralelos 30° e 50° Norte (fig. 6). As situações anticiclónicas foram claramente dominantes, sobretudo entre finais de Outubro e Janeiro.

Das várias vantagens desta metodologia, destaca-se a possibilidade de classificação de tipos de circulação atmosférica que visualmente não apresentam um padrão típico, facilitando a decisão do investigador. Uma das principais críticas consiste no facto de ter sido exclusivamente elaborada a partir de mapas sinópticos, não se eliminando, portanto, completamente o factor subjectividade.

Concluiu-se que não há uma relação muito evidente entre os oito tipos sinópticos obtidos à superfície e os padrões térmicos identificados na região de Oeiras. Provavelmente isto deve-se ao facto de cada padrão térmico poder ter origem em várias situações sinópticas e cada uma delas poder ocasionar padrões térmicos ligeiramente diferenciados.

Devido aos resultados obtidos não corresponderem às expectativas para o objectivo que se propunha, testou-se uma outra metodologia que consiste na determinação das frequências teóricas esperadas através da combinação do índice rotacional (RS) com a direcção de fluxo à superfície em Lisboa.

Verificou-se que as duas metodologias originam agrupamentos semelhantes, apesar das frequências encontradas serem diferentes. Essas diferenças são devidas a dois factos: em primeiro lugar porque as situações indeterminadas não são contabilizadas separadamente na metodologia que utiliza os três índices (ZS, MS e RS) e, em segundo lugar, porque o número de agrupamentos obtidos são, neste caso, em menor número (8), do que utilizando o fluxo e o rotacional (10), o que faz diminuir as percentagens deste. Os resultados usando o fluxo e o rotacional são mais aproximados da realidade, tendo-se verificado que há uma certa coincidência entre os agrupamentos obtidos e os padrões térmicos na região. Os casos em que tal não se verifica correspondem a situações em que o fluxo à superfície não coincide com o rumo do vento que, como se viu, é um dos principais factores que influenciam a variabilidade térmica local.

Por conseguinte, a metodologia que parece ser mais adequada a este tipo de estudo é a que combina a direcção do fluxo e o rotacional à superfície (RS), porque traduz melhor a realidade local, do que os três índices combinados que reflectem, sobretudo, a circulação atmosférica à escala sinóptica.

Parte do reconhecimento dos padrões térmicos na região de Oeiras foi efectuado com base na análise de mapas de isotérmicas. Devido a dispor-se apenas de 27 locais de medição, foi necessário proceder à interpolação de valores de temperatura onde estes são desconhecidos, com o fim de melhorar a representação dos mapas. A interpolação de temperaturas em climatologia local levanta problemas específicos, sobretudo devidos à complexidade de um sistema que é caracterizado pelo contacto entre a superfície terrestre e as camadas de ar junto ao solo.

Foram apresentados dois modelos para a interpolação de temperaturas observadas nas campanhas de medição itinerantes. A primeira é baseada nas técnicas de variografia e *krigagem*, onde apenas a longitude e a latitude são tomadas em conta. Para introduzir outros factores geográficos que induzem a variabilidade térmica à escala local (como por exemplo a posição topográfica, a exposição das vertentes e a ocupação do solo, entre outros),

efectuou-se uma interpolação baseada na análise factorial de correspondências (AFC) e na regressão múltipla (RM).

A avaliação da qualidade dos valores obtidos, foi feita tendo em conta a diferença entre as temperaturas observadas e interpoladas: considerou-se uma interpolação correcta sempre que essa diferença fosse inferior a um desvio-padrão calculado na série original de temperaturas. O número total de erros (valores superiores a 1 desvio-padrão), nas quatro séries de 27 valores, testadas na variografia ascendeu a 35, o que corresponde a cerca de 32 %. Este processo de interpolação foi menos preciso para as temperaturas a meio do dia (21 valores superiores a 1 desvio-padrão) do que para as observadas durante as madrugadas (14). É bastante diminuto (apenas 25 casos num total de 540) o número de locais com diferenças entre as temperaturas interpoladas e observadas superiores a um desvio-padrão pelo processo que combina a AFC e a regressão múltipla, correspondendo a um erro que não excedeu os 5% nas 20 séries testadas. Verificou-se que os resultados são também neste caso menos precisos para as temperaturas a meio do dia.

Concluiu-se que o modelo baseado na AFC e na regressão múltipla é o mais adequado para a interpolação de temperatura à escala local, na área em estudo, porque permite interpolar valores de temperatura em qualquer ponto, desde que sejam conhecidas as suas características geográficas e porque os erros são muito menores do que com a *variografia e krigagem*.

Neste estudo foram identificadas vários padrões térmicos na região de Oeiras, que permitiram chegar a conclusões interessantes sob o ponto de vista do clima local desta área. À semelhança de um trabalho sobre o clima da região de Lisboa (ALCOFORADO, 1992), foram identificados alguns factores que influenciam a variabilidade térmica da região a partir de uma regressão múltipla, tendo-se entrado em conta com a latitude, a longitude e altitude como variáveis independentes. Mas esta análise não permite introduzir outras variáveis que não têm tradução quantitativa directa, como por exemplo o tipo de ocupação do solo, a exposição das vertentes e a posição topográfica entre outros, e que também influenciam as



temperaturas à escala local. Recorreu-se então à análise factorial de correspondências, a mais indicada para variáveis de natureza qualitativa.

Salientam-se os principais resultados: um dos padrões térmicos mais frequentes de madrugada corresponde a uma ocorrência de temperaturas mais baixas nos topos do Norte da região e áreas menos frias junto ao Tejo. Tal situação acontece frequentemente com vento de Norte e Nordeste, formando-se um gradiente térmico Norte/Sul que ronda geralmente 2°C. As duas primeiras campanhas de medição mostraram situações habituais no final do Verão e início do Outono. Na primeira (em 19 de Setembro de 1992), a Nortada foi a principal responsável pela diferenciação térmica: os topos desabrigados (sobretudo no Norte da região) encontravam-se mais arrefecidos dos que as áreas ribeirinhas, protegidas do vento de Norte pela mancha urbana e pela mata do Estádio Nacional. Os fundos de vale, locais mais abrigados por excelência, possuíam temperaturas mais elevadas, tanto de dia como de madrugada.

A situação anticiclónica perturbada com vento de Norte, verificada durante a segunda campanha de medição (3 de Outubro de 1992), determinou um comportamento térmico em certos aspectos semelhante ao anterior. No entanto, a aproximação de uma perturbação frontal e a nebulosidade ocasionaram ocorrência de fracos gradientes térmicos durante a madrugada: os locais mais quentes do litoral e fundos de vale apenas registavam temperatura 1 a 2°C superiores aos locais desabrigados e frios: os topos do Norte da área. A meio do dia o padrão de distribuição das temperaturas pouco foi alterado (topos do Norte frios, litoral e fundos de vale mais aquecidos), embora a variabilidade térmica tenha aumentado devido ao vento que começou a soprar com um pouco mais de intensidade. Neste caso o vento vai intensificar o arrefecimento nos topos, enquanto os locais abrigados não sofrem abaixamento significativo da temperatura.

Os dois exemplos anteriormente descritos não são exclusivos do final do Verão e início do Outono. Fazem parte, conjuntamente com algumas medições de Inverno, de um grupo de dias em que a latitude e a altitude actuaram no mesmo sentido, uma vez que os coeficiente de correlação parcial entre a temperatura e aquelas variáveis têm o mesmo sinal

(negativo). A revelação da altitude como factor com maior peso indica que os contrastes térmicos não são só latitudinais, mas sobretudo resultam das diferenças de temperatura entre os topos mais arrefecidos e os fundos de vale menos frios. Durante o Inverno, a proximidade do Tejo que, nesta altura do ano atenua os contrastes térmicos, actuando como amenizador do clima local, as áreas urbanas e a mata do Estádio Nacional, que funcionam como barreira à progressão do vento de Norte, são factores que justificam as temperaturas ligeiramente mais elevadas nas áreas ribeirinhas.

A AFC veio confirmar que, com vento de Norte e Nordeste, existe uma oposição entre os locais menos frios com temperatura acima da média calculada (mata do Estádio Nacional e jardim de Oeiras) e os topos do Norte da região e espaços livres (mais frios). O limites entre os locais mais frios e menos frios passa a cerca de 2 ou 3 km do litoral (tal como se viria a confirmar também para a temperatura a meio do dia).

Outro dos padrões térmicos reconhecidos, ocorreu durante as noites anticiclónicas de arrefecimento radiativo. Quando não há nebulosidade e o vento é fraco, o ar mais arrefecido tende a descer as vertentes por força da gravidade, acumulando-se nos fundos de vale e áreas topograficamente deprimidas. No meio das vertentes foi possível observar, em certos locais, uma cintura térmica, caracterizada pela temperatura mais elevada do que nos fundos de vale e nos topos. Este comportamento térmico despertou o interesse pelos aspectos relacionados com a drenagem e acumulação de ar frio, tendo-se efectuado um estudo mais pormenorizado destes fenómenos no último capítulo.

Curiosamente as situações que deram origem às mais intensas acumulações de ar frio nos fundos dos vales de Oeiras foram as de 21 de Novembro de 1992 (influenciada pelo anticiclone ibero-africano) e 16 de Janeiro de 1993 (anticiclone ibero-mediterrâneo). Sempre que os fenómenos relacionados com a drenagem do ar frio se manifestam no clima local desta região, a variabilidade térmica espacial durante a madrugada aumenta.

Os coeficientes parciais da correlação múltipla entre os factores geográficos e as temperaturas da madrugada na situação influenciada pelo anticiclone ibero-mediterrâneo com vento bastante fraco de Este, revelam que o factor mais importante na distribuição das

temperaturas foi a longitude. A acumulação de ar frio nos fundos dos vales do Jamor e de Barcarena no sector Este e a existência de uma superfície pouco retalhada pelos cursos de água a Oeste (aqui a acumulação do ar frio não é tão intensa e as temperaturas são mais elevadas), são factores que poderão estar na origem da dissimetria térmica Oeste/Leste.

Com vento fraco de Nordeste (situação influenciada pelo anticiclone ibero-africano), as temperaturas aumentavam com a altitude, único caso em que tal foi observado. O litoral encontrava-se mais arrefecido provavelmente devido ao ar frio acumulado nos fundos dos vales escoar para jusante. Na Cruz Quebrada, por exemplo, a temperatura era 1 a 2°C mais baixa dos que nos topos do Norte da região.

As causas do contraste Oeste/Este não são só devidas à acumulação do ar frio nos fundos do vale. Numa situação influenciada pela margem do anticiclone atlântico subtropical, foi também a longitude que evidenciou uma maior importância na repartição das temperaturas de madrugada. No entanto, o sinal positivo do coeficiente de correlação parcial entre a longitude e a temperatura indica que os locais menos frios se encontravam junto ao Estádio Nacional. A proximidade do rio Tejo e o coberto vegetal poderão estar na origem das temperaturas ligeiramente mais elevadas neste sector.

Os padrões térmicos nem sempre são contrastados como os que se acabaram de referir. Por exemplo, em 19 de Dezembro de 1992, a situação perturbada de Sudoeste com forte nebulosidade, alguma precipitação e vento muito fraco, alternando com períodos de calma absoluta (a passagem da frente não coincidiu com as campanhas de medição, ao contrário do que sugerem os mapas sinópticos), determinou, à superfície, um padrão térmico pouco diferenciado durante a madrugada. Igualmente a elevada nebulosidade (7/8 de céu coberto) e os vestígios de precipitação no dia 31 de Janeiro de 1993 (situação influenciada pela margem norte de um centro depressionário), poderão estar na origem do fraco gradiente térmico em toda a região de Oeiras, evidenciado também na campanha do meio

do dia. Apenas a latitude foi um factor importante neste padrão de distribuição das temperaturas. Isto significa que há contraste térmico Norte/Sul, mas que as diferenças de temperaturas entre os fundos dos vales e os topos são diminutas, já que o factor altitude não denota nenhuma importância.

A advecção de ar polar, como a que se verificou em 27 de Fevereiro de 1993 (Lisboa encontrava-se sob a influência da margem do anticiclone atlântico misto prolongado por uma apófise polar), pode não ser determinante para a acumulação do ar frio em áreas topograficamente deprimidas. Neste caso, a fraca variabilidade térmica espacial ficou a dever-se ao vento forte. Rajadas superiores a 14 m/s, como as que foram observadas, não permitem a estabilidade atmosférica necessária para que ocorra drenagem e estagnação do ar frio nos fundos dos vales. É provável que esse fenómeno tenha ocorrido nos dias a seguir ao das medições, com a persistência das condições anticiclónicas (em Lisboa a temperatura mínima baixou 5°C no dia 28) e o abrandamento da velocidade do vento.

Também a meio do dia, um dos padrões mais frequentes é traduzido pelo contraste térmico Norte/Sul. Em três dos casos (31 de Outubro de 1992, e 31 de Janeiro e 27 de Fevereiro de 1993), a altitude e a latitude foram os principais factores responsáveis pela variabilidade térmica. Verificou-se uma relação inversa entre a temperatura e aqueles factores, que representam a diminuição da temperatura a meio do dia para o interior. Os três casos ocorreram sempre com vento de Nordeste, atingindo velocidades que se poderão considerar médias a fortes (entre 6,1 m/s e 11,8 m/s).

Os agrupamentos resultantes da análise factorial de correspondências mostram exactamente que não existe uma relação entre a temperatura e a direcção do vento, mas sim com a sua velocidade. Aos locais mais aquecidos durante as campanhas de medição com vento fraco estão também associados os pontos junto da mata do Estádio Nacional, onde o vento é mais fraco.

Durante o dia, o litoral pode apresentar contrastes térmicos Oeste/Este quando o vento sopra de Este. Durante a campanha diurna de 16 de Janeiro de 1992, foi referido que a Cruz Quebrada e Paço de Arcos tinham temperaturas superiores a 18°C, enquanto junto ao Forte de S. Julião (em Oeiras) a temperatura era 4°C inferior. O facto deste local se encontrar mais exposto ao vento de Este, poderá ser a explicação da diferença térmica em pouco mais de 3 km de distância.

Alguns locais mostraram, durante o período estudado, particularidades bastante interessantes, que poderão ser generalizadas a outros onde não se efectuaram medições. O fundo do vale de Barcarena, junto a Morgenthal, é um local onde são bem marcados os contrastes térmicos entre a madrugada e o meio do dia, sobretudo quando a noite é de arrefecimento radiativo: é sempre provável a acumulação do ar frio durante a madrugada, enquanto de dia, devido sobretudo às condições de abrigo ao vento, a temperatura é sempre mais elevada do que o resto da região. Mesmo em noites com nebulosidade, onde é fraca a hipótese da drenagem e acumulação de ar frio nas superfícies topograficamente deprimidas (dá-se o exemplo de 31 de Janeiro de 1993, em que a situação era influenciada pela margem norte de um centro depressionário), no Morgenthal observavam-se as temperaturas mais baixas. Há, portanto, forte probabilidade das amplitudes térmicas a meio do dia serem, neste local, as mais elevadas de toda a região.

Na mata do Estádio Nacional, pelo contrário, as amplitudes diárias no Inverno são fracas. Durante a noite o arrefecimento dentro da mata, provocado pela radiação em grandes comprimentos de onda, é atenuado pela copa das árvores, e a temperatura do ar, acima do solo, permanece mais elevada do que nas áreas circundantes sem coberto vegetal. A acção do vento no arrefecimento da temperatura junto ao solo também é menor, já que a orla da mata funciona como barragem à sua penetração. Durante o dia, o seu interior, abrigado do vento, possui, por vezes, temperaturas mais elevadas. A campanha de 27 de Fevereiro de 1993, é um exemplo disso: no Estádio Nacional, a temperatura era 4°C

mais alta que no vale do Jamor, exposto ao vento de Norte. Aqui a rajada máxima ultrapassou 14 m/s, enquanto no Estádio se manteve abaixo de 3 m/s.

As urbanizações, a ausência de vento e a posição topográfica deprimida (locais mais abrigados do vento), podem provocar fortes gradientes térmicos durante o dia, em áreas relativamente pequenas. O exemplo das temperaturas a meio do dia 13 de Fevereiro de 1993 mostra que em Porto Salvo havia calma absoluta e a temperatura era de 20,1°C, enquanto fora da aglomeração urbana, onde o vento soprava com rajadas entre 1,4 e 4,5 m/s, a temperatura era 2°C mais baixa.

Em resumo, ficou bem documentada a importância do vento no padrão de distribuição de temperaturas. Perante os factos apresentados, concluiu-se que a direcção do vento é o factor com maior influência na variabilidade térmica de madrugada, enquanto de dia é a sua velocidade.

Os resultados obtidos com duas campanhas de medição em dois sectores distintos do vale de Barcarena, permitiram comprovar a existência do sistema de drenagem do ar frio nas vertentes e sua acumulação nos fundos do vale, e a formação de cinturas térmicas, em noites de arrefecimento radiativo. Em ambas as noites, as condições eram anticiclónicas, com vento fraco e sem nebulosidade, reunindo as condições meteorológicas para a ocorrência dos fenómenos relacionados com o sistema de drenagem do ar frio.

Apesar dos meios disponíveis para obtenção dos dados (medições itinerantes) não serem os mais adequados a este tipo de estudos, foi possível comprovar algumas características típicas do sistema de drenagem do ar frio (confirmando-se algumas fases do modelo proposto por NAKAMURA, 1989) como, por exemplo, o carácter intermitente do fluxo de ar frio nas vertentes.

Verificou-se, nesta área, a dupla alimentação dos lagos de ar frio: por um lado a formação de ar frio *in situ*, devido à irradiação terrestre, por outro o que tem origem nos sectores superiores das vertentes e que drena pela força da gravidade. As flutuações na espessura do lago foram interpretadas da seguinte forma: quando a drenagem é mais intensa o lago expande-se; quando a drenagem alimenta a contra-corrente, comprovada pelo aparecimento de cinturas térmicas bem desenvolvidas, o lago de ar frio confina-se ao fundo do vale.

Concluiu-se que uma maior alimentação em ar frio a partir de uma das vertentes e a existência de obstáculos (como o núcleo urbano de Laveiras) são factores que condicionam a espessura do lago. Se houver uma alimentação diferenciada como a que foi observada em Laveiras, a "superfície" do lago pode ser inclinada, atingindo alturas diferentes nas duas vertentes. O desenvolvimento de cinturas térmicas está dependente da drenagem e da contra-drenagem que compensa a descida do ar, revelando-se um elemento fundamental para a compreensão do funcionamento deste sistema do clima local.

## **BIBLIOGRAFIA**

- ALCOFORADO, M. J. (1978) – "Reflexões Metodológicas em Climatologia Regional e Local (Aspectos Térmicos)", *Finisterra*, XIII(25), C.E.G., Lisboa, p. 108–120.
- ALCOFORADO, M. J. (1985) – "Dois Exemplos de Utilização de Termografias Obtidas de Avião", comunicação apresentada ao *Primeiro Seminário sobre Cartografia Temática e Cadastral*, L.N.E.C., Lisboa, 22 p. (polic.).
- ALCOFORADO, M. J. (1987) – "Brisas Estivais do Tejo e do Oceano, na Região de Lisboa", *Finisterra*, XXII(43), C.E.G, Lisboa, p. 71–112.
- ALCOFORADO, M. J. (1988) – *O Clima da Região de Lisboa, Vento, Insolação e Temperatura*, Dissertação de Doutoramento em Geografia Física, Lisboa, 568 p. (polic.).
- ALCOFORADO, M. J. (1992) – *O Clima da Região de Lisboa, Contrastes e Ritmos Térmicos*, Memórias do Centro de Estudos Geográficos, nº 15, Lisboa, 347 p.
- ALCOFORADO, M. J. (1992 a) – "Lisbon's Thermal Patterns", *Proceedings – Pre-congress Commission Meeting*, I. G. U., Pennsylvania, U.S.A., p. 101–108.
- ALCOFORADO, M. J.; ANDRADE, E.; NEVES, M.; VIERA, G. (1992) – "Contribuição para o Estudo dos Climas Locais da Arrábida no Inverno", *Actas do 6º Colóquio Ibérico de Geografia*, Porto (no prelo).
- AYOAMA T. (1986) – "On the Development Processes of the Ground Inversion and the Nocturnal Wind System in Inawasiro Basin, Northeast Japan" *Japanese Progress in Climatology – Japan Clima. Seminar*, p. 1–5.
- BARRY, R. G. (1980) – "Synoptic and Dynamic Climatology", *Progress in Physical Geography*, 4(1), p. 89–96.
- BAYTON, H.; BIDWELL, J.; BERAN, D. (1965) – "The Association of Low-Level Inversions with Surface Wind and Temperature at Point Arguello", *Journal of Applied Meteorology*, 4, p. 509–516.
- BEGUIN, H. (1979) – *Méthodes d'Analyse Géographique Quantitative*, Litec, Paris, 283 p.
- BERGEN, J. D. (1969) – "Cold Air Drainage on a Forested Mountain Slope", *Journal of Applied Meteorology*, 8, p. 884–895.



- BIGG, G. (1991) – "Kriging and Intraregional Rainfall Variability in England", *International Journal of Climatology*, Vol 11, p. 663–675.
- BRIFFA, K. e KELLY, P. (1990) – "Principal Component Analysis of the Lamb Catalogue of daily Weather Types: Part 2, Seasonal Frequencies and Update to 1987", *International Journal of Climatology*, Vol. 10, p. 549–563.
- CARREGA, P. (1982) – "Les Facteurs Climatiques Limitants dans le Sud des Alpes Occidentales", *Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, Nice, 13, 221 p.
- CHAMUSSY, H.; CHARRE, J.; DUMOLARD, P.; DURAND, M—G.; LE BERRE, M. – (1980) – *Iniciación a los Métodos Estadísticos en Geografía*, Ed. Ariel, Barcelona, 284 p.
- CLARK, W e HOSKING, P. (1986) – *Statistical Methods for Geographers*, John Wiley & Sons, 518 p.
- D'AGOSTINO, V. e ZELENKA, A. (1992) – "Supplementing Solar Radiation Network Data by Co-kriging with Satellite Images", *International Journal of Climatology*, Vol. 12, p. 749–761.
- DAUPHINÉ, A. (1973) – "L'Analyse Factorielle: ses Contraintes Mathématiques et ses Limites en Géographie" *L'Espace Géographique*, 1, p 74–80.
- DIAS, M. H. (1991) – *Leitura e Comparação de Mapas Temáticos em Geografia*, Memórias do Centro de Estudos Geográficos, nº 13, Lisboa, 433 p.
- DJELLOULI, Y.; BENICHOU P.; DAGET, P. (1990) – "Interpolation des Données Climatiques et sa Cartographie Automatique en Algérie du Nord", *Colloque "Satellites et Climatologie"*, Lannion, Rennes, p. 391–400.
- DORAN, J. C.; HORST, T. W. (1981) – "Velocity and Temperature Oscillations in Drainage Winds", *Journal of Applied Meteorology*, 20, p. 361–364.
- EL-KADI, A. K. A; SMITHSON, P. A. (1992) – "Atmospheric Classifications and Synoptic Climatology", *Progress in Physical Geography*, 16(4), p. 432–455.
- ENGLUND, E.; SPARKS, A. (1988) – *GEO-EAS User's Guide*, U.S. Environmental Protection Agency, Las Vegas.
- FERREIRA, A. B. e FERREIRA, D. B. (1983) – "A Seca de 1980/81 em Portugal. Causas Meteorológicas e Tipos de Tempo", *Finisterra*, XVIII(35), p. 27–63.
- FERREIRA, D. B. (1980) – *Contribution à l'Étude des Vents et de l'Humidité dans les îles Centrales de l'Archipel des Açores*, L.A.G.F., rel. nº 9, C.E.G., Lisboa.

- FLEAGLE, R. G. (1950) – "A Theory of Air Drainage", *Journal of Meteorology.*, 7, p. 227–232.
- GAGNON, R. M. (1968) – "Température Minimale au Niveau du Sol", *Cahiers de Géographie de Québec*, 12(25), p. 67–79.
- GEIGER, R. (1980) *Manual de Microclimatologia, O Clima da Camada de Ar Junto ao Solo.* (Ed. Portuguesa Traduzida a Partir da 4<sup>a</sup> Ed. Alemã de 1961). Fund. Cal. Gulbenkian, Lisboa, 639 p.
- HUDSON, G.; WACKERNAGEL, H. (1994) – "Mapping Temperature Using Kriging with External Drift: Theory and Example from Scotland", *International Journal of Climatology*, 14, p. 77–91.
- HUFTY, A. (1974) – "Les Types de Temps Synoptiques en Belgique – 1<sup>e</sup> partie", *Travaux Géographiques de Liège*, n<sup>o</sup> 161, p. 201(1)–231(31).
- HUFTY, A. (1976 a) – *Introduction a la Climatologie*, P.U.F, Paris, 264 p.
- HUFTY, A. (1976) – "Situations Synoptiques et Analyse Multivariée des Temps à Québec", *Cahiers de Géographie de Québec*, Vol.20, n<sup>o</sup> 49, p. 69–92.
- HUFTY, A. (1981) – "Les Types de Temps à Alger (Analyse Multivariée)", *La Météorologie*, VI série, n<sup>o</sup> 26, p. 93–109.
- HUFTY, A. (1982) – "Analyse en Composantes Principales des Situations Synoptiques au Québec", *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. XXXVI, n<sup>o</sup>3, p. 304–314.
- HUFTY, A. (1987) – "Circulations Atmosphériques Journa-lières au Québec (Juin 1969–Mai 1979)", *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. XLI, n<sup>o</sup>3, p. 387–396.
- ISHIDA, T.; KAWASHIMA, S. (1993) – "Use of Cokriging to Estimate Surface Air Temperature from Elevation", *Theoretical and Applied Climatology*, 47, p. 147–157.
- KEY, J. e CRANE, R. (1986) – "A Comparison of Synoptic Classification Schemes Based on «Objective» Procedures", *Journal of Climatology*, Vol. 6, p. 375–388.
- KIRCHHOFER, W. (1974) – "Classification of European 500 mb Patterns", *Swiss Meteorological Institute*, Zurich, n<sup>o</sup> 43.
- LADD, J. e DRISCOL, D. (1980) – "A Comparison of Objective and Subjective Means of Weather Typing: An Example from West Texas", *Journal of Applied Meteorology*, Vol 19, p. 691–604.

- LEBART, L.; MORINEAU, A.; FÉNELON, J.-P. (1982) – *Traitement des Données Statistiques*, Dunod, Bordas, Paris, 519 p.
- LEBART, L.; MORINEAU, A.; TABARD, N. (1977) – *Techniques de la Description Statistique*, Dunod, Bordas, Paris, 351 p.
- LITYNSKI, J. K. (1970) – "Classification Numérique des Types de Circulation et des Types de Temps en Pologne", *Cahiers de Géographie de Québec*, Quatorzième année, 33, p. 329–338.
- LUND, I. A. (1963) – "Map-pattern Classification by Statistical Methods", *Journal of Meteorology*, 2, p. 56–65.
- MALING, D. H. (1992) – *Coordinate Systems and Map Projections*, (2nd Ed.) Pergamon Press, p. 1–79.
- MANINS (1979) – "A Model of Katabatic Winds", *Journal of Applied Meteorology*, 36, p. 619–630.
- Manual do Programa "A.F.C." Análise das Correspondências (v. 3.0)* (1989), C.V.R.M., I.S.T., ed. polic., 18 p.
- Manual do Programa Grupal (v. 2.16)* (1987), C.V.R.M., I.S.T., ed. polic., 18 p.
- MOUNIER, J. (1979) – *Les Climats Océaniques des Régions Atlantiques de l'Espagne et du Portugal*. Univ. Haute-Bretagne. Rennes II.
- NAKAMURA, K. (1976) – "The Nocturnal Cold Air Drainage and Distribution of Air temperature on the Gentle Slope", *Geographical Review of Japan*, 49(6), p. 380–387.
- NAKAMURA, K. (1978) – "Appearance and Drainage Areas of the Cold Air Stream on the Slopes of Mt. Omatsu, Sugadaira, Central Japan", *Geographical Review of Japan*, 51, p. 793–803.
- NAKAMURA, K. (1980) – "Radiative Cooling and Ground Inversion on the Slope of Mt. Omatsu, Sugadaira, Central Japan", *Geographical Review of Japan*, 53(12), p. 758–768.
- NAKAMURA, K. (1983) – "Periodical Fluctuation of Nocturnal Cold Air Drainage on the Slope of Mt. Neko, Nagano Prefecture", *Bulletin of Dohto University, General Education*, 2, p. 53–59.
- NAKAMURA, K. (1985) – "Vertical Structure of Nocturnal Cold Air Drainage on the Slopes of Valley and Basin", *Geographical Review of Japan*, 58(8) (Ser.A), p. 477–491.

- NAKAMURA, K. (1989) – "Local Climatological Study of the Nocturnal Cold Air Drainage on the Mountain Slope". *Bulletin of Dohjo University, General Education*, 8, p. 53–145.
- OKE T. R. (1993) – *Boundary Layer Climates*, Routledge, 435 p.
- OLIVER, M., WEBSTER, R.; GERRARD, J. (1989 a) – "Geostatistics in Physical Geography. Part I: Theory", *Institute of British Geographers, Transactions New Series*, Vol 14, 3, p. 259–269.
- OLIVER, M., WEBSTER, R.; GERRARD, J. (1989 b) – "Geostatistics in Physical Geography. Part II: Applications", *Institute of British Geographers, Transactions New Series*, Vol 14, 3, p. 270–286.
- PÉDELABORDE, P. (1970) – *Introduction a l'Étude Scientifique du climat*, Paris, 246 p.
- PEREIRA, H. G.; SOUSA, A. (1989) – *Análise de Dados para o Tratamento de Quadros Multidimensionais*, (polic.), 115 p.
- PERRY, A. (1983) – "Growth Points in Synoptic Climatology", *Progress in Physical Geography*, 7(1), p. 90–96.
- PROGRAMA COMETT/AFAIRS (1992) – *Métodos Geoestatísticos para a Avaliação e Gestão de Recursos Minerais*, Dep. Minas do I.S.T., 65 p.
- RAMOS, C. (1986) – Tipos de Anticiclones e Ritmo Climático de Portugal – Estudo de Climatologia, Rel. nº 25, C.E.G., I.N.I.C., Lisboa, 236 p., (polic.).
- RAMOS, C. (1987) – "A Influência das Situações Anticiclónicas no Regime da Precipitação em Portugal", *Finisterra*, XXII(43), C.E.G., Lisboa, p. 5–38.
- SOLIS, J. e SUSAETA, J. (1987) – "Análisis de Datos Estructurales: Componentes Principales o Análisis de Correspondencias?", *Boletín de Estudios Economicos*, XLII(131), p. 345–371.
- STONE, R. (1989) – "Weather Types at Brisbane, Queensland: an Example of the Use of Principal Components and Cluster Analysis", *International Journal of Climatology*, Vol.9, p. 3–32.
- TABONY, R. C. (1985) – "Relations Between Minimum Temperature and Topography in Great Britain", *Journal of Climatology*, 5, p. 503–505.
- THOMPSON, A. (1967) – "Surface Temperature Inversions in a Canyon", *Journal of Applied Meteorology*, 6, p. 287–296.

- VENTURA, J. (1986) – *As Gotas de Ar Frio no Ritmo e na Repartição Espacial das Chuvas em Portugal*, Rel. nº 24, C.E.G., I.N.I.C., Lisboa, 212 p., (polic.).
- VENTURA, J. (1987) – "As Gotas de Ar Frio e o Regime da Precipitação em Portugal", *Finisterra*, XXII(43), C.E.G., Lisboa, p. 39–69.
- WATSON, I. D.; JOHNSON, G. T. (1988) – "Estimating Person View-factor from Fish-eye Lens Photographs", *International Journal of Biometeorology*, 32, 123–128.
- YAMADA, T. (1981) – "A Numerical Simulation of Nocturnal Drainage Flow", *Journal of Meteorological Society of Japan*, 59(1), p. 108–122.
- YARNAL, B.; DALE, A. W. (1987) – "Subjectivity in a Computer-assisted Synoptic Climatology I: Classification Results", *Journal of Climatology*, Vol.7, p. 119–128.
- YARNAL, B.; DALE, A. W.; LEATHERS, D. (1988) – "Subjectivity in a Computer-assisted Synoptic Climatology II: Relationships to Surface Climate", *Journal of Climatology*, Vol. 8, p. 227–239.
- YOSHINO, M. M. (1977) *Climate In a Small Area*, Univ. of Tokyo Press, Tokyo, 549 p.
- YOSHINO, M. M. (1984) – "Thermal Belt and Cold Air Drainage on the Mountain Slope and Cold Air Lake in the Basin at Quiet, Clear Night", *Geojournal*, 8(3), p. 235–250.
- YOSHINO, M. M.; TANAKA, M.; NAKAMURA, K. (1981) – "Formation of a Cold Air Lake and it's Effects on Agriculture", *Journal of Natural Disaster Science*, 3(2), p. 1–14.

## ÍNDICE DE FIGURAS

1	O relevo da região de Oeiras. ....	6
2	Relevo da região de Oeiras e localização dos pontos de medição de temperatura e vento. ....	7
3	Áreas urbanizadas e arborizadas na região de Oeiras. ....	7
4	Exemplos de correcção das temperaturas observadas durante as campanhas de medição itinerantes. ....	12
5	Delimitação da área para cálculo dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS). ....	23
6	Distâncias aproximadas entre Lisboa (ponto central) e os pontos periféricos, para cálculo do índice rotacional (RS). ....	23
7	Frequência mensal dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS) durante o período estudado. ....	30
8	Exemplos característicos dos tipos sinópticos obtidos pela combinação dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS) à superfície. ....	32
9	Índices zonal (ZS), meridiano (MS), e rotacional (RS), e pressão à superfície em Lisboa, de Setembro de 1992 a Março de 1993. ....	41
10	Variogramas das temperaturas de madrugada e do meio do dia de 19/9/92 e 3/10/92. ....	52
11	Situações sinópticas à altitude de 500 hPa e à superfície, às 12 horas do dia 19 de Setembro de 1992. ....	65
12	Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12 horas do dia 19/9/92. ....	65
13	Observações meteorológicas de superfície em Lisboa, nos dias 18, 19 e 20 de Setembro de 1992. ....	67
14	Temperatura e vento na madrugada de 19/9/92, na região de Oeiras. ....	68
15	Temperatura e vento a meio do dia, em 19/9/92, na região de Oeiras. ....	70
16	Situações sinópticas à altitude de 500 hPa e à superfície, às 12 horas do dia 3 de Outubro de 1992. ....	72
17	Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12 horas do dia 3/10/92. ....	72

18	Observações meteorológicas de superfície em Lisboa, nos dias 2, 3 e 4 de Outubro de 1992.....	74
19	Temperatura e vento na madrugada de 3/10/92, na região de Oeiras. ....	76
20	Temperatura e vento a meio do dia, em 3/10/92, na região de Oeiras. ....	77
21	Situações sinópticas à altitude de 500 hPa e à superfície, às 12 horas do dia 31 de Outubro de 1992.....	80
22	Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12 horas do dia 31/10/92. ....	80
23	Observações meteorológicas de superfície em Lisboa, nos dias 30 e 31 de Outubro e 1 de Novembro de 1992. ....	82
24	Temperatura e vento na madrugada de 31/10/92, na região de Oeiras. ....	83
25	Temperatura e vento a meio do dia, em 31/10/92, na região de Oeiras. ....	85
26	Situações sinópticas à altitude de 500 hPa e à superfície, às 12 horas do dia 21 de Novembro de 1992. ....	87
27	Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12 horas do dia 21/11/92. ....	87
28	Observações meteorológicas de superfície em Lisboa, nos dias 20, 21 e 22 de Novembro de 1992. ....	89
29	Temperatura e vento na madrugada de 21/11/92, na região de Oeiras. ....	90
30	Temperatura e vento a meio do dia, em 21/11/92, na região de Oeiras. ....	93
31	Situações sinópticas à altitude de 500 hPa e à superfície, às 12 horas do dia 19 de Dezembro de 1992. ....	94
32	Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12 horas do dia 19/12/92. ....	94
33	Observações meteorológicas de superfície em Lisboa, nos dias 18, 19 e 20 de Dezembro de 1992. ....	96
34	Temperatura e vento na madrugada de 19/12/92, na região de Oeiras. ....	97
35	Temperatura e vento a meio do dia, em 19/12/92, na região de Oeiras. ....	99
36	Situações sinópticas à altitude de 500 hPa e à superfície, às 12 horas do dia 16 de Janeiro de 1993. ....	100
37	Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12 horas do dia 16/1/93.....	100
38	Observações meteorológicas de superfície em Lisboa, nos dias 15, 16 e 17 de Janeiro de 1993. ....	102

39	Temperatura e vento na madrugada de 16/1/93, na região de Oeiras. ....	103
40	Temperatura e vento a meio do dia, em 16/1/93, na região de Oeiras. ....	106
41	Situações sinópticas à altitude de 500 hPa e à superfície, às 12 horas do dia 31 de Janeiro de 1993. ....	108
42	Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12 horas do dia 31/1/93.....	108
43	Observações meteorológicas de superfície em Lisboa, nos dias 30 e 31 de Janeiro e 1 de Fevereiro de 1993. ....	110
44	Temperatura e vento na madrugada de 31/1/93, na região de Oeiras. ....	111
45	Temperatura e vento a meio do dia, em 31/1/93, na região de Oeiras. ....	113
46	Situações sinópticas à altitude de 500 hPa e à superfície, às 12 horas do dia 13 de Fevereiro de 1993. ....	115
47	Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12 horas do dia 13/2/93.....	115
48	Observações meteorológicas de superfície em Lisboa, nos dias 12, 13 e 14 de Fevereiro de 1993. ....	116
49	Temperatura e vento na madrugada de 13/2/93, na região de Oeiras. ....	118
50	Temperatura e vento a meio do dia, em 13/2/93, na região de Oeiras. ....	120
51	Situações sinópticas à altitude de 500 hPa e à superfície, às 12 horas do dia 27 de Fevereiro de 1993. ....	122
52	Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12 horas do dia 27/2/93.....	122
53	Observações meteorológicas de superfície em Lisboa, nos dias 26, 27 e 28 de Fevereiro de 1993. ....	124
54	Temperatura e vento na madrugada de 27/2/93, na região de Oeiras. ....	125
55	Temperatura e vento a meio do dia, em 27/2/93, na região de Oeiras. ....	127
56	Situações sinópticas à altitude de 500 hPa e à superfície, às 12 horas do dia 21 de Março de 1993.....	129
57	Sondagem aerológica sobre Lisboa, às 12 horas do dia 21/3/93.....	129
58	Observações meteorológicas de superfície em Lisboa, nos dias 20, 21 e 22 de Março de 1993. ....	130
59	Temperatura e vento na madrugada de 21/3/93, na região de Oeiras. ....	132
60	Temperatura e vento a meio do dia, em 21/3/93, na região de Oeiras. ....	133



61	Análise factorial de correspondências da temperatura de madrugada. ....	151
62	Análise factorial de correspondências da temperatura a meio do dia. ....	154
63	Localização dos perfis de medição de temperatura e vento. ....	163
64	Perfis térmicos esquematizados, mostrando a posição da cintura térmica na vertente e sua relação com a forma do vale. ....	175
65	Modelo de drenagem do ar frio, segundo NAKAMURA (1989). ....	175
66	Temperatura do ar na madrugada de 21 de Janeiro de 1993, na ribeira de Barcarena, junto a Barcarena (perfil 1). ....	181
67	Temperatura do ar observada nas vertentes da ribeira de Barcarena, junto a Barcarena (perfil 1), na madrugada de 21 de Janeiro de 1993. ....	182
68	Velocidade e direcção do vento na madrugada de 21 de Janeiro de 1993, junto a Barcarena (perfil 1). ....	183
69	Temperatura do ar na madrugada de 5 de Fevereiro de 1993, na ribeira de Barcarena, junto a Laveiras (perfil 2). ....	186
70	Temperatura do ar observada nas vertentes da ribeira de Barcarena, junto a Laveiras (perfil 2), na madrugada de 5 de Fevereiro de 1993. ....	187
71	Velocidade e direcção do vento na madrugada de 5 de Fevereiro de 1993, junto a Laveiras (perfil 1). ....	188
72	Humidade relativa na madrugada de 5 de Fevereiro de 1993, na ribeira de Barcarena, junto a Laveiras (perfil 2). ....	189

## ÍNDICE DE QUADROS

I	Campanhas de medição de temperatura e vento .....	8
II	Localização dos pontos de medição .....	10
III	Significado dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS) .....	30
IV	Categorias resultantes da combinação dos índices .....	30
V	Frequências mensais (%) dos tipos sinópticos obtidos a partir das combinações dos índices .....	38
VI	Médias mensais dos índices caracterizadores das situações sinópticas e pressão atmosférica superficial em Lisboa, entre Setembro de 1992 e Março de 1993 .....	40
VII	Frequências de tipos sinópticos (%) obtidos por combinação do índice rotacional (RS) com o fluxo à superfície em Lisboa .....	42
VIII	Resumo da caracterização numérica e frequência dos tipos sinópticos obtidos pela combinação dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS), nos dias em que se efectuaram campanhas de medição itinerantes .....	43
IX	Frequências dos tipos sinópticos obtidos pela combinação do índice rotacional (RS) e fluxo à superfície, nos dias em que se efectuaram campanhas de medição itinerantes .....	43
X	Número de casos em que as temperaturas interpoladas por variografia e <i>krigagem</i> foram superiores a 1 desvio-padrão .....	53
XI	Exemplo de uma linha da matriz disjuntiva (I), utilizada para a transformação dos factores qualitativos em quantitativos .....	55
XII	Número de casos em que as temperaturas interpoladas pela técnica baseado na AFC e na regressão múltipla foram superiores a 1 desvio-padrão (erros) .....	57
XIII	Escala de Beaufort e sua correspondência nos mapas dos ventos observados nas campanhas de medição .....	63
XIV	Coeficientes de correlação (r) entre a temperatura e velocidade do vento observados nas campanhas de medição .....	134

XV	Média e desvio-padrão da temperatura observada nas campanhas de medição.....	134
XVI	Elementos da regressão múltipla entre as temperaturas de madrugada e os factores latitude, longitude e a altitude.....	145
XVII	Elementos da regressão múltipla entre as temperaturas a meio do dia e os factores latitude, longitude e a altitude.....	147

## ÍNDICE GERAL

<b>INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>Capítulo I – ÁREA DE ESTUDO E QUESTÕES METODOLÓGICAS</b> .....	5
1. Campanhas de medição itinerantes e elementos climáticos registados .....	6
2. Locais de observação .....	8
3. Recolha e validação dos dados utilizados .....	10
<b>Capítulo II – FREQUÊNCIA E REPRESENTATIVIDADE DOS DIAS DE MEDIÇÕES</b> .....	14
1. Caracterização de situações sinópticas: metodologias "subjectivas" e "objectivas" .....	15
2. Índices caracterizadores da situação sinóptica .....	20
2.1. Combinação dos índices zonal (ZS), meridiano (MS) e rotacional (RS) à superfície .....	20
a) Cálculo dos índices .....	25
b) Significado dos índices .....	29
c) Caracterização geral do período estudado .....	39
2.2. Combinação do fluxo sobre Lisboa e do rotacional à superfície (RS) .....	40
3. Frequência e representatividade dos dias de campanha de medição .....	42
4. Remate .....	44
<b>Capítulo III – INTERPOLAÇÃO DE TEMPERATURAS À ESCALA LOCAL</b> .....	47
1. Geoestatística: exemplos de aplicação em Climatologia .....	47
2. Variografia e krigagem das temperaturas em 19 de Setembro e 3 de Outubro de 1992 .....	51
3. Interpolação de temperaturas a partir de Análise Factorial de Correspondências (AFC) e Regressão Múltipla (RM) .....	53
4. Remate .....	58
<b>Capítulo IV – PADRÕES TÉRMICOS NA REGIÃO DE OEIRAS</b> .....	60
1. Introdução: quadro experimental. ....	60
1.1 Escala sinóptica .....	60
1.2 Escala local .....	62
2. Resultados obtidos. ....	64
Situação anticiclónica com depressão térmica sobre a Península Ibérica (19 de Setembro de 1992) .....	64
Situação anticiclónica perturbada (3 de Outubro de 1992) .....	71
Situação de margem anticiclónica (31 de Outubro de 1992) .....	79

Situação influenciada pelo anticiclone ibero-africano (21 de Novembro de 1992) .....	86
Situação perturbada de Sudoeste (19 de Dezembro de 1992) .....	92
Situação influenciada pelo anticiclone ibero-mediterrâneo (16 de Janeiro de 1993) .....	98
Situação influenciada pela margem Norte de um centro depressionário (31 de Janeiro de 1993) .....	107
Situação de margem do anticiclone europeu (13 de Fevereiro de 1993) .....	114
Situação influenciada pela margem do anticiclone atlântico misto prolongado por uma apófise polar (27 de Fevereiro de 1993) .....	121
Situação influenciada pela margem do anticiclone atlântico subtropical (21 de Março de 1993) .....	128
3. Remate .....	134

**Capítulo V – FACTORES QUE INFLUENCIAM A DISTRIBUIÇÃO DAS TEMPERATURAS NA REGIÃO DE OEIRAS .....**

1. Quadro experimental .....	139
2. Antecedentes da aplicação da técnica de regressão múltipla na região de Lisboa .....	140
3. Influência da latitude, da longitude e da altitude na repartição da temperatura .....	142
3.1. A importância dos factores geográficos na variabilidade térmica durante a madrugada .....	143
3.2. Importância dos factores geográficos na variabilidade térmica a meio do dia .....	146
4. Outros factores geográficos indutores da variabilidade térmica do clima local de Oeiras. Utilização da análise factorial de correspondências (AFC) .....	148
4.1. Resultados da AFC das temperaturas de madrugada .....	150
4.2. Resultados da AFC das temperaturas a meio do dia .....	152
5. Remate .....	157

**Capítulo VI – DRENAGEM E ACUMULAÇÃO DE AR FRIO NA REGIÃO DE OEIRAS EM NOITES DE ARREFECIMENTO RADIATIVO .....**

1. Introdução: alguns aspectos teóricos .....	164
1.1. Arrefecimento radiativo nocturno e as inversões térmicas junto ao solo .....	164
1.2. Drenagem do ar frio .....	169
1.3. O lago de ar frio .....	173
1.4. Formação de cinturas térmicas nas vertentes .....	174
2. Quadro experimental .....	178

2.1. Campanhas de medição .....	178
2.2. Descrição das áreas envolventes dos dois perfis na ribeira de Barcarena .....	179
3. Estudo comparativo da temperatura e do vento nos dois perfis .....	180
3.1. Perfil (1) Barcarena (madrugada de 21 de Janeiro de 1993) .....	180
3.2. Perfil (2) Laveiras (madrugada de 5 de Fevereiro de 1993) .....	185
4. Remate .....	191
<b>CONCLUSÃO</b> .....	195
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	206
ÍNDICE DE FIGURAS .....	212
ÍNDICE DE QUADROS .....	216
ÍNDICE GERAL .....	218