UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE LETRAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

CLIMAS DA SERRA DA ESTRELA

CARACTERÍSTICAS REGIONAIS E PARTICULARIDADES LOCAIS DOS PLANALTOS E DO ALTO VALE DO ZÊZERE

CARLA ANDREIA DA SILVA MORA

DOUTORAMENTO EM GEOGRAFIA

(GEOGRAFIA FÍSICA)

Dissertação orientada pela

Professora Doutora Maria João Alcoforado

2006

Este trabalho foi apoiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia no quadro do projecto ESTRELA – Processos geomorfológicos e biofísicos e unidades de paisagem em montanhas mediterrâneas. Aplicação à Serra da Estrela (Fase 1 - PRAXIS/P/CTE/11153/1998 e Fase 2-POCTI/CTA/11153/1998), e pelo Ministério da Educação através da atribuição de Equiparação a Bolseiro no período de 2000/01 a 2002/03.

PREÂMBULO

O meu interesse no estudo do clima da Serra da Estrela desenvolveu-se à medida que fui conhecendo melhor a serra, ainda antes de iniciar os trabalhos para esta dissertação. A dinâmica meteorológica, o desenvolvimento das brisas de montanha e de vale e as acumulações de ar frio, eram facilmente observáveis, e o meu interesse no seu estudo foi crescendo. Aqueles fenómenos, já os tinha observado na Serra da Arrábida aquando da realização da minha dissertação de mestrado, mas na Serra da Estrela tornavam-se mais intensos, nítidos e dinâmicos. A hipótese de trabalhar neste local surgiu com o projectos ESTRELA (ESTRELA/P/CTE/11153/1998 e ESTRELA II/POCTI/CTA/11153/1998), nos quais participei, e que tinham como objectivo principal identificar as unidades de paisagem e estudar a sua dinâmica. Com a integração na equipa do projecto, foi possível usufruir de algum enquadramento financeiro para o início da investigação.

Gostaria de salientar que o trabalho realizado só foi possível devido à contribuição de algumas pessoas a quem gostaria de agradecer.

Agradeço à Professora Maria João Alcoforado a orientação da tese, o apoio científico, bem como os incentivos, as sugestões e as críticas, dadas sempre com amizade e simpatia.

Ao Professor António de Brum Ferreira agradeço o apoio dado ao longo da investigação, e as sugestões no âmbito do Projecto Estrela.

À Professora Suzanne Daveau agradeço o incentivo, bem como a possibilidade de acesso aos seus documentos de trabalho relativos à Serra da Estrela. Agradeço-lhe também, ter-me apresentado o mundo da ciência, e de me ter chamado a atenção para o facto de um professor do Ensino Básico e Secundário também poder desenvolver uma carreira de investigação.

Ao professor Eberhard Parlow, agradeço o apoio científico e a possibilidade de participar num estágio sobre técnicas de em detecção remota realizado no Departamento de Geografia da Universidade de Basileia (Suiça).

Ao Professor Miguel Ramos Saínz (Departamento de Física da Universidade de Alcalá de Henares, Espanha) agradeço a colaboração no desenvolvimento dos postos termométricos usados neste trabalho.

Aos meus colegas e amigos, agradeço as discussões e o apoio prestado ao longo da tese. Ao Professor Henrique Andrade agradeço a ajuda no trabalho de campo, e em várias questões, nomeadamente relacionadas com análise estatística e com a instalação dos postos termométricos. Ao Professor António Lopes agradeço a ajuda prestada na análise de imagens de satélite. Ao Professor Marcelo Fragoso agradeço o esclarecimento de dúvidas relativas à análise de dados de precipitação. Agradeço ainda ao Doutor Pedro Gomes a ajuda na

exploração dos dados das reanálises. Ao Doutor Stephan Grüber do Departamento de Geografia da Universidade de Zurique, agradeço o esclarecimento de dúvidas relacionadas com o cálculo do albedo em áreas de montanha. Ao Professor Doutor Mário Neves e ao António Eanes agradeço a ajuda na instalação dos postos termométricos.

Ao Dr. Jan Jansen agradeço os ensinamentos e as discussões sobre as relações entre as comunidades vegetais e o clima, que decorreram ao longo das campanhas de trabalho de campo realizadas na Serra da Estrela.

Ao Sr. José Maria Saraiva agradeço o apoio dado no trabalho de campo e a ajuda na instalação e manutenção dos postos termométricos.

À equipa de Salvamento em Montanha (SOS-Estrela) agradeço a ajuda dada na recolha de dados de postos termométricos em condições meteorológicas adversas.

À Associação Cultural Amigos da Serra da Estrela agradeço a cedência do espaço vedado no Alto da Torre para a instalação de uma estação meteorológica.

Ao Parque Natural da Serra da Estrela, em particular ao seu Director, o Eng.º Fernando Matos, agradeço o apoio logístico relativamente ao alojamento e ao acompanhamento por vigilantes da natureza. Agradeço também aos vigilantes da natureza que me acompanharam no trabalho de campo: José Maria Saraiva, Carlos, Joaquim Neves e Marco Saraiva.

Ao Ministério da Educação agradeço a concessão de equiparação a bolseiro entre 2000 e 2003 e ao Conselho Executivo da Escola Básica do 2º e 3º Ciclos de Santana, agradeço terem apoiado o meu pedido de equiparação a bolseira, e em particular, agradeço a simpatia e a amizade das Professoras Ercília Sampaio e Teresa Batuca.

Ao Gonçalo, agradeço o apoio moral e científico dado ao longo de todo o trabalho. Sem a sua ajuda, não teria sido possível levá-lo a bom termo.

Por fim, à minha família, agradeço o apoio prestado, e ao Sebastião, peço desculpa pelo tempo que não passámos juntos e agradeço a sua boa disposição, mesmo nos momentos mais difíceis.

INTRODUÇÃO

O objectivo do presente trabalho é identificar e caracterizar os climas locais da Serra da Estrela, dando ênfase à sua dinâmica em termos térmicos e distribuição espacial, e procurando identificar os factores que controlam o mosaico topoclimático da montanha. Estudaram-se, para isso, os regimes diários da temperatura do ar em locais com características topográficas contrastadas, utilizando postos termométricos automáticos, bem como o balanço radiativo instantâneo em situações de Verão e Inverno, modelizado a partir de imagens Landsat 5TM. Essas imagens permitiram ainda cartografar o uso do solo, e a sua aplicação com fins topoclimáticos. Uma vez que o relevo e o modo como este interage com a radiação solar, são os principais factores dos climas locais em áreas de montanha, a utilização de um Sistema de Informação Geográfica e de um modelo digital de terreno detalhado permitiu avaliar e modelizar a sua distribuição espacial. Foi assim possível elaborar um mapa dos climas locais da Serra da Estrela, que é apresentado como uma tentativa de síntese dos conhecimentos obtidos.

Aos climas locais, que são o objecto deste trabalho, acresceu ainda a necessidade de caracterização do clima regional da montanha, e em particular, o contraste entre esta e as áreas baixas envolventes. Essa caracterização foi efectuada usando dados das estações meteorológicas do Instituto de Meteorologia e do Instituto da Água, e centrou-se nas temperaturas do ar e sua repartição, e na distribuição da precipitação e origem das assimetrias espaciais encontradas nos sectores planálticos e já descritas por outros autores. Trata-se, contudo, de um tema um pouco marginal ao trabalho e que não tivemos oportunidade de aprofundar com o detalhe necessário.

Para o estudo dos regimes e padrões térmicos, escolheu-se à área mais alta da Serra da Estrela, em particular, a bacia do Zêzere a montante de Manteigas e os interflúvios adjacentes. Apesar de se terem efectuado, numa fase inicial dos trabalhos, medições itinerantes de temperatura, humidade relativa e vento, esses dados acabaram por não ser usados, pois em finais de 1999 tivemos a oportunidade de instalar uma rede relativamente densa de postos termométricos, programada para registar a dados em intervalos bi-horários. Tratou-se de uma iniciativa pioneira em Portugal, em especial numa região de montanha, e que permitiu obter um grande numero de dados de muito valor, pois foi possível obter, de forma quase contínua, dados ao longo do ano 2000. O financiamento para a aquisição dos *dataloggers* e do material necessário para a sua construção foi obtido através do projecto ESTRELA – “Processos geomorfológicos e biofísicos e unidades de paisagem em montanhas mediterrâneas.

Aplicação à Serra da Estrela", no qual participámos. Os *dataloggers* de baixo-custo foram adaptados para a monitorização de temperaturas do ar no laboratório do Centro de Estudos Geográficos, num trabalho de colaboração com Gonçalo Vieira e Miguel Ramos Saínz (Universidade de Alcalá de Henares). Cabe ainda referir, que durante os primeiros anos dos trabalhos, houve uma componente muito significativa de trabalho de campo, tendo-se colaborado em várias abordagens interdisciplinares, em especial no âmbito da dinâmica geomorfológica e da fitossociologia. É importante notar que os *dataloggers* utilizados, permitiam apenas o registo de 1800 dados, valor que há 4 anos se podia considerar bastante elevado. Esse facto implicou que entre 1999 e 2001, se tivesse que proceder à recolha dos dados térmicos e à manutenção dos *dataloggers*, tarefa que se prolongava por 5 longos dias de trabalho de campo, em que era necessário percorrer vários quilómetros a pé na serra, de modo a chegar a todos os postos termométricos. Essas campanhas permitiram aprofundar o conhecimento de campo da serra, e em particular, sentir directamente o comportamento do clima da montanha. Foram efectuadas campanhas em dias de Verão quentes e secos, em dias de Inverno húmidos e chuvosos, e também sob fortes nevões, situação em que se tornava complicado o *download* dos dados para o computador portátil.

Naturalmente, além dos postos termométricos teria sido importante colocar anemómetros e udómetros em vários pontos na serra, mas pela limitação de verbas isso não foi possível. Para tentar resolver esse problema foi instalada uma estação meteorológica no Alto da Torre, que transferimos da Serra da Arrábida, mas como não estava adaptada às baixas temperaturas e ao vento forte, funcionou sempre mal e acabou por ser irremediavelmente danificada pelo peso da neve e pelo vento forte no Inverno de 2001.

Cabe salientar, que além dos dados obtidos com os postos termométricos automáticos, e dos dados das estações meteorológicas e postos udométricos das redes do IM e do INAG, usaram-se ainda as reanálises do NCEP/NCAR.

O trabalho é constituído por 7 capítulos, organizados em 4 partes. A **primeira parte – "Os climas de montanha"** é constituída pelo capítulo onde é realizada uma abordagem aos factores geográficos que influenciam os climas das áreas de montanha. Os capítulos 2 e 3 estão incluídos na **segunda parte**, designada **"A área em estudo e suas características climáticas regionais"**, e neles realiza-se o enquadramento geral da área, e é apresentada a caracterização climática regional. A **terceira parte – "Climas locais da Serra da Estrela"** - é constituída pelos capítulos 4 e 5, nos quais se estudam, à escala local, a distribuição e características do balanço radiativo, e os regimes e padrões das temperaturas do ar. Por

último, a **quarta parte – "Exemplos de aplicação do estudo climático da Serra da Estrela"** - é constituída pelos capítulos 6 e 7, onde se efectua uma síntese dos climas locais da serra e são apresentados Locais de Interesse Climático para aplicação à educação ambiental. Segue-se a apresentação sucinta de cada um dos capítulos.

No **primeiro capítulo** são enumerados os factores geográficos que influenciam o clima das montanhas. Apresenta-se a evolução dos estudos climáticos em áreas de montanha, para seguidamente, se fazer alusão à influência dos factores geográficos a várias escalas de análise. Estas, são apresentadas e são discutidas as várias perspectivas. No que diz respeito aos factores geográficos, abordaram-se os efeitos, nos elementos do clima, da latitude, da exposição aos fluxos regionais, da continentalidade, da altitude e da topografia.

No **segundo capítulo** é realizado o enquadramento geral da área de estudo. Salientam-se as grandes formas de relevo, e apresenta-se a distribuição das principais comunidades vegetais por andares bioclimáticos. Por fim, abordam-se outros trabalhos de âmbito climático realizados na área e que focam a distribuição da temperatura do ar e da precipitação, e são apresentados alguns dados relativos à neve e ao vento.

No **terceiro capítulo** estuda-se a distribuição espacial, e os regimes da temperatura do ar e da precipitação. A escala de análise é a regional e engloba os planaltos, os vales interiores e os flancos ocidental e oriental da Serra. O trabalho foi realizado com base em registos de estações meteorológicas e de postos udométricos situados na Serra da Estrela e na área envolvente. O objectivo deste capítulo é de aprofundar o conhecimento da influência da serra na distribuição espacial da temperatura do ar e da precipitação.

No **quarto capítulo**, foram aplicadas as metodologias propostas por Parlow, bem como o modelo SEBAL (Waters *et al.*, 2002), para o cálculo do balanço radiativo de Verão e de Inverno, com base em duas imagens Landsat 5TM. A área de estudo é a mesma do capítulo anterior, no entanto a escala de análise é a local, uma vez que se estuda a influência da topografia e do uso do solo nos elementos do balanço radiativo. O capítulo tem início com uma breve introdução à detecção remota, seguindo-se a apresentação do modelo digital de terreno da área de trabalho e os modelos derivados deste: modelo de exposições e de declives. Expõe-se depois, a metodologia aplicada no cálculo do balanço radiativo, e são comparados os resultados das duas imagens de satélite relativamente a cada uma das componentes do balanço radiativo. Uma vez que as imagens correspondem às 9h30min foi aplicada uma metodologia para estimar o balanço radiativo para o meio-dia solar. Por fim, explica-se o contributo da análise das imagens de satélite para o estudo dos climas locais.

O **quinto capítulo** incide no estudo dos regimes e padrões térmicos nos planaltos e no alto vale do Zêzere, área onde se instalou uma rede de postos termométricos automáticos. Após a descrição dos locais onde se instalaram os postos termométricos, apresentam-se as características gerais das temperaturas do ar durante o ano de estudo. Segue-se uma análise dos padrões horários instantâneos da temperatura do ar, tendo-se calculado a sua distribuição ao longo do ano, bem como a variação altitudinal da temperatura do ar para cada um deles. Com o objectivo de conhecer a distribuição e as características das temperaturas mínimas do ar, bem como o controle nelas exercido pela topografia, analisaram-se os seus padrões durante o Inverno de 2000. Na sequência do estudo das temperaturas mínimas, verificou-se que o circo glaciário do Covão Cimeiro tem um comportamento térmico muito interessante, pelo carácter propício à formação de lagos de ar frio, e pela intensidade destes. Apresenta-se, por isso, de seguida, o estudo dos regimes das temperaturas do ar no fundo do circo, comparando-os com o das temperaturas registadas no Cântaro Gordo, pico situado na crista que delimita o circo a norte. Definiram-se assim vários padrões com base na ocorrência de inversões de temperatura, bem como na sua intensidade e duração, e identificaram-se as condições meteorológicas necessárias para a sua ocorrência. Finalmente, no vale do Zêzere, instalaram-se, ao longo de um perfil transversal, vários postos termométricos programados para registar dados em intervalos de 5 minutos ao longo de 5 dias. Com base nesses dados foi possível identificar as inversões térmicas, e estudar a sua evolução temporal e espacial. Deu-se particular ênfase ao seu ritmo diurno, e à dissimetria no campo térmico do vale entre as vertentes expostas a Oeste e a Este.

No **sexto capítulo,** aplicaram-se os resultados obtidos nos capítulos anteriores à construção do mapa dos climas locais. O capítulo inicia-se com a apresentação da metodologia usada, seguindo-se a discussão dos critérios usados para a definição das unidades climo-topológicas, e a caracterização de cada uma delas.

No **sétimo capítulo** são apresentados Locais de Interesse Climático que podem ser utilizados na educação ambiental.

Apresentam-se os principais resultados da dissertação na **conclusão geral**, dando-se especial ênfase aos relativos aos regimes e padrões térmicos do ar, e a aos climas locais.

ÍNDICE

RESUMO V

ABSTRACT VII

ÍNDICE IX

PREÂMBULO XV

INTRODUÇÃO 1

1ª PARTE - OS CLIMAS DE MONTANHA

CAPITULO 1 – CLIMAS DE MONTANHA E A SUA DEPENDÊNCIA DE FACTORES GEOGRÁFICOS

1.1. INTRODUÇÃO 7

1.2. AS ESCALAS DE ANÁLISE CLIMÁTICA 11

1.3. A INFLUÊNCIA DA LATITUDE NOS CLIMAS DAS MONTANHAS 14

1.4. OS FLUXOS REGIONAIS DO VENTO E OS CLIMAS DE MONTANHA 17

1.5. A CONTINENTALIDADE E OS CLIMAS DE MONTANHA 19

1.6. A ALTITUDE E OS CLIMAS DE MONTANHA 21
1.6.1. O balanço radiativo 21
1.6.2. O balanço energético 22
1.6.3. A influência da altitude no balanço radiativo e energético 23
1.6.4. Os gradientes térmicos altitudinais 25
1.6.5. A variação altitudinal da humidade e da precipitação 28

1.7. OS VENTOS REGIONAIS DE GÉNESE OROGRÁFICA 32
1.7.1. Os ventos modificados pela topografia 32
1.7.2. Os ventos catabáticos 38

1.8. A INFLUÊNCIA DA TOPOGRAFIA NOS CLIMAS 41
1.8.1. A exposição das vertentes e a radiação solar incidente 43
1.8.2. Os ventos gerados pela topografia 46
a) Os sistemas de brisas diurnos 47
b) Os sistemas de brisa nocturnos 48
1.8.3. A formação de lagos de ar frio 49

1.9. CONSIDERAÇÕES FINAIS 57

2ª PARTE - A ÁREA EM ESTUDO E SUAS CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS REGIONAIS

CAPITULO 2 – MORFOLOGIA, OCUPAÇÃO DO SOLO E CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GERAIS DA SERRA DA ESTRELA

2.1. A MORFOLOGIA DA SERRA DA ESTRELA.....61

2.2. A VEGETAÇÃO E A OCUPAÇÃO DO SOLO.....67

2.3. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GERAIS DA SERRA DA ESTRELA.....71
2.3.1. A individualidade do clima da Serra da Estrela.....71
2.3.2. A temperatura do ar.....73
2.3.3. Precipitação.....74
2.3.4. Neve.....79
2.3.5. Vento.....83

2.4. APONTAMENTO FINAL.....87

CAPITULO 3 – REGIMES E CONTRASTES TÉRMICOS E PLUVIOMÉTRICOS

3.1. INTRODUÇÃO.....82

3.2. DADOS MENSAIS DA PRECIPITAÇÃO E DA TEMPERATURA DO AR.....83

3.3. NOTA ACERCA DOS MÉTODOS DE HOMOGENEIZAÇÃO DOS DADOS METEOROLÓGICOS.....93

3.4. O RITMO E A DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO.....97
3.4.1. Séries de dados da precipitação mensal.....97
3.4.2. O regime mensal da precipitação.....100
a) A distribuição espacial da precipitação: características e factores condicionantes.....103
b) A distribuição espacial e temporal da precipitação mensal e as situações sinópticas.....107
c) A distribuição da precipitação ao longo do perfil Covilhã - Penhas Douradas – Gouveia.....110
3.4.3. Conclusão: causas da dissimetria pluviométrica na Serra da Estrela.....118

3.5. TEMPERATURA MÉDIA MENSAL DO AR.....120
3.5.1. Séries de dados da temperatura do ar.....120
3.5.2. O regime mensal da temperatura do ar.....122
3.5.3. A variação espacial da temperatura do ar.....126
3.5.4. Conclusão: factores que condicionam a variação da temperatura.....129

3.6. CONCLUSÃO FINAL.....131

CONCLUSÃO DA 2ª PARTE.....133

3ª PARTE – CLIMAS LOCAIS DA SERRA DA ESTRELA

CAPITULO 4 - O BALANÇO RADIATIVO NA SERRA DA ESTRELA

4.1 INTRODUÇÃO.....137

4.2. A SERRA DA ESTRELA A PARTIR DA ANÁLISE DE IMAGENS LANDSAT 5 TM.....139
4.2.1. Características das Imagens Landsat 5 TM 139
4.2.2. O Modelo Digital de Terreno e os níveis cartográficos derivados 143
4.2.3. A classificação do uso do solo.....146

4.3 O BALANÇO RADIATIVO E AS SUAS COMPONENTES 153
4.3.1. Introdução.....153
4.3.2. O albedo 155
4.3.3. A radiação de pequeno comprimento de onda incidente 162
4.3.4. A radiação de grande comprimento de onda emitida 174
a) A emissividade.....174
b) A temperatura de superfície.....181
c) Cálculo da radiação de grande comprimento de onda.....183
4.3.5. A radiação incidente de grande comprimento de onda 184
4.3.6. O balanço radiativo.....188

4.4. ESTIMATIVA DO BALANÇO RADIATIVO PARA O MEIO-DIA SOLAR.....196
4.4.1. Estimativa do balanço radiativo para o meio-dia solar de 3 de Fevereiro de 1992 196
4.4.2. Estimativa do balanço radiativo para o meio-dia solar de 27 de Junho de 1998 201

4.5. A INFLUÊNCIA DA NEVE NO BALANÇO RADIATIVO DOS PLANALTOS DA SERRA DA ESTRELA NUMA MANHÃ DE INVERNO.....204

4.6. A INFLUÊNCIA DA TOPOGRAFIA, EXPOSIÇÃO E OCUPAÇÃO DO SOLO NAS CARACTERÍSTICAS DO BALANÇO RADIATIVO.....208

CAPITULO 5 - REGIMES DIÁRIOS E PADRÕES TÉRMICOS LOCAIS NOS PLANALTOS E NO ALTO VALE DO ZÊZERE

5.1. INTRODUÇÃO.....211

5.2. CARACTERÍSTICAS DOS POSTOS TERMOMÉTRICOS 213
5.2.1. Postos termométricos do Planalto Ocidental 215
5.2.2. Postos termométricos de vale 216
5.2.3. Postos termométricos do Planalto Oriental.....218
5.2.4. Postos termométricos de vertente 218

5. 3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS TEMPERATURAS DO AR DURANTE O ANO DE 2000 222
5.3.1. O período de estudo e a sua representatividade temporal.....222
5.3.2. A representatividade espacial dos locais com registos termométricos 223
a) As temperaturas médias mensais 223
b) As temperaturas médias diárias 225
c) Os registos horários da temperatura do ar no período de estudo.....227
d) O ritmo térmico do período de estudo 228
5.3.3. Síntese da relação entre os locais de medição das temperatura do ar 233

5. 4. OS PADRÕES TÉRMICOS INSTANTÂNEOS 235
5.4.1. Introdução.....235
5.4.2.Classificação dos padrões térmicos instantâneos através de k-means (nível 1)
a) Introdução 236
b) Características dos padrões térmicos instantâneos.....236
c) Os factores responsáveis pelos padrões de nível 1.....251
5.4.3 Classificação dos padrões térmicos instantâneos através de k-means (nível 2).....256
a) Padrão 1(fundos de vale mais frios).....256
b) Padrão 2 (interflúvios mais frios) 259
c) Padrão 3 (Poios Brancos mais frios) 259
d) Padrão 4 (vale do Zêzere- ASE mais frio) 260
5.4.4. Conclusão: Os padrões horários instantâneos nos planaltos e alto vale do Zêzere 265

5.5. OS PADRÕES DAS TEMPERATURAS MÍNIMAS DIÁRIAS DO AR NO INVERNO DE 1999/2000 267
5.5.1. Introdução 267
5.5.2. Classificação das temperaturas mínimas 269
5.5.3.Conclusão: características das temperaturas mínimas no Inverno 2000 275

5.6. OS REGIMES DA TEMPERATURA DO AR NO CIRCO GLACIÁRIO DO COVÃO CIMEIRO 276
5.6.1.Introdução 277
5.6.2. Os tipos de regime térmico no Covão Cimeiro 278
a) Padrão 1 (fundo do circo mais frio durante todo o dia) 278
b) Padrão 2 (fundo do circo frio o dia todo à excepção do meio-dia) 279
c) Padrão 3 (fundo do circo mais frio de manhã e à noite) 281
d) Padrão 4 (fundo do circo mais frio durante o final da noite) 282
e) Padrão 5 (fundo do circo mais frio durante o início da noite) 282
f) Padrão 6 (fundo do circo mais frio durante a tarde e o início da noite) 283
g) Padrão 7 (temperatura no fundo do circo e no interflúvio quase iguais durante todo o dia) 284
h) Padrão 8 (interflúvio está mais frio durante todo o dia) 284
i) Padrão 9 (irregular) 285
5.6.3. Conclusão: particularidades térmicas de um circo glaciário 289

5.7. TEMPERATURA DO AR NO VALE DO ZÊZERE. REGIMES E PADRÕES ESPACIAIS 292
5.7.1.Análise dos registos dos postos termométricos situados no vale do Zêzere 294
5.7.2. Análise da variação da temperatura do ar no dia 12 de Abril de 2001 no vale do Zêzere 302
5.7.3. Conclusão: particularidades térmicas de um vale 309

5.8.CONCLUSÃO: PADRÕES TÉRMICOS NOS PLANALTOS E ALTO VALE DO ZÊZERE 313

CONCLUSÃO DA 3ª PARTE: SÍNTESE SOBRE OS CLIMAS LOCAIS NOS PLANALTOS E NO ALTO VALE DO ZÊZERE 318

4ª PARTE - EXEMPLOS DE APLICAÇÃO DO ESTUDO CLIMÁTICO DA SERRA DA ESTRELA

CAPITULO 6 – UMA TENTATIVA DE SÍNTESE CARTOGRÁFICA DOS CLIMAS LOCAIS DA SERRA DA ESTRELA

6.1. INTRODUÇÃO 323

6.2. O MAPA DAS UNIDADES DE RELEVO 325

6.3. DEFINIÇÃO DAS UNIDADES CLIMO-TOPOLÓGICAS 328
6.3.1. A exposição das vertentes 328
6.3.2. A altitude dos planaltos 329
6.3.3. O Sky View Factor – Lagos de ar frio e balanço radiativo 331
6.3.4. O uso do solo 332
6.3.5. Os andares bioclimáticos 334

6.4. CARACTERÍSTICAS E DISTRIBUIÇÃO DOS CLIMAS LOCAIS 336
6.4.1. Características dos climas locais 336
a) O planalto culminante 336
b) Planaltos intermédios 337
c) Planaltos inferiores 338
d) Cristas 339
e) Portelas 339

f) Rechãs 340
g) Bacias abertas 341
h) Bacias encaixadas 342
i) Bacias muito encaixadas 342
j) Fundos de vale abertos 343
k) Vales encaixados 344
l) Vales muito encaixados 346
m) Vertentes expostas a Norte 347
n) Vertentes expostas a Este 348
o) Vertentes com exposição a Sul 349
p) Vertentes expostas a Oeste 350
q) Áreas construídas 351
r) Água 352

6**.5. CONCLUSÃO: A DISTRIBUIÇÃO DOS TOPOCLIMAS** 353

CAPITULO 7 – PROPOSTA DE APLICAÇÃO À EDUCAÇÃO AMBIENTAL

7.1. INTRODUÇÃO 357

7.2. LOCAIS DE INTERESSE CLIMÁTICO (LIC) 359
7.2.1. Torre (LIC 1) 359
a) Características da morfologia da Serra 359
b) Escala de análise climática numa montanha 361
c) Diminuição da temperatura e da pressão atmosférica com o aumento da altitude 362
d) A variação da humidade e da precipitação com o aumento da altitude 364
e) A queda de neve na Serra da Estrela 265
f) O efeito das montanhas no vento 365
g) Tipos de Nuvens 368
h) As nuvens convectivas 371
i) Nuvens lenticulares 371
j) O efeito de Fohn 372
7.2.2. Cântaro Magro (LIC 2) – Unidades de paisagem no Covão Cimeiro 373
7.2.3. Planalto do Alto da Torre (LIC 3) 375
a) Sincelos 375
b) Distribuição da neve no planalto 375
7.2.4. Lagoa Comprida (LIC 4) 376
a) Nevoeiro 376
b) Modelado glaciário e os paleoclimas 377
7.2.5. Pousada de São Lourenço (LIC 5) 377
7.2.6. Vale do Zêzere a montante de Manteigas (LIC 6) 379
a) Os sistemas de brisas diurnos 379
b) Os sistemas de brisas nocturnos 380
c) Inversões térmicas no vale 380
7.2.7. Circos glaciários – Covão Cimeiro (LIC 7) 383
a) O Covão Cimeiro 383
b) A palinologia 385
7.2.8. Lagoa Seca (LIC 8) 386
7.2.9. Penhas da Saúde (LIC 9) 386
7.2.10. Varanda dos Carqueijais (LIC 10) 387

CONCLUSÃO GERAL 389

BIBLIOGRAFIA 401

ÍNDICE DE FIGURAS 413

ÍNDICE DE QUADROS 425

1ª PARTE

OS CLIMAS DE MONTANHA

CAPÍTULO 1

CLIMAS DE MONTANHA E A SUA DEPENDÊNCIA DE FACTORES GEOGRÁFICOS

1.1. INTRODUÇÃO

O clima das áreas de montanha tem despertado o interesse dos cientistas e da população em geral, especialmente devido à rapidez com que as condições meteorológicas se modificam no tempo e no espaço. O carácter extremo das condições meteorológicas fez com que surgissem sentimentos antagónicos relativamente às montanhas, tendo assumido ou o papel de entidades divinas veneradas por alguns povos (Monte Olympos, Monte Evereste e Fujiyama) ou assumido um papel malévolo (Valais suíço; Barry, 1992).

Apesar de ocuparem 20% da superfície da Terra, as montanhas só recentemente começaram a ser estudadas de forma sistemática (Barry, 1992), principalmente por ser difícil o trabalho de campo em áreas de montanha. Um dos principais obstáculos é o carácter acidentado do relevo, uma vez que dificulta as deslocações. Outro contratempo está relacionado com a instabilidade das condições meteorológicas, que tornam o trabalho de campo mais difícil e limitam também, a manutenção e a longevidade dos instrumentos de monitorização meteorológica. Este último aspecto vai ter reflexos nos custos elevados do material de investigação.

As dificuldades associadas ao trabalho em regiões de montanha fizeram com a que a primeira abordagem científica aos seus climas só surgisse no século XVII, e que os primeiros trabalhos científicos apenas se tivessem verdadeiramente iniciado no século XIX (Yoshino, 1974; Barry, 1992 e 1994; Linacre, 1992 e Beniston *et al.,* 1997). Assim, os primeiros estudos de meteorologia de montanha datam de 1648, ano em que Florin Périer e Blaise Pascal

demonstraram a redução da pressão atmosférica com a altitude no Puy de Dôme, no Maciço Central Francês (Barry, 1992 e Linacre, 1992). Por sua vez, Saussure, considerado por muitos como o primeiro meteorologista de montanha, em 1788 examinou a variação da humidade relativa, em montanha, com base em observações simultâneas efectuadas no topo e no sopé do Monte Branco (Barry, 1992). Estudou também o gradiente térmico altitudinal, realizando durante duas semanas medições simultâneas da temperatura do ar em três locais a altitudes diferentes (Col du Géant, a 3336m; Chamonix, a 1050 m e Genebra, a 375m, Barry, 1992). Neste trabalho, o autor observou uma variação da temperatura com a altitude de -0,66 ºC /100 m a -0,54 ºC /100 m. O estudo da variação altitudinal da temperatura do ar só foi retomado cerca de um século mais tarde, com os trabalhos de Martins (1864) e Hann (1870). Por essa altura, Kerner (1867) também estudou nos Alpes, a temperatura do solo e do ar nas vertentes com diferentes exposições. A partir de 1781 começaram a ser realizados registos meteorológicos sistemáticos em observatórios de montanha (Hohenpeissenberg, na Alemanha, em 1781; Hoch Obir, na Áustria, em 1847; Monte Washington, nos Estados Unidos da América, em 1870; Pike's Peak nos Estados Unidos da América, em 1874 e o Sönnblick, na Áustria em 1886). O carácter sistemático das medições permitiu um grande desenvolvimento do conhecimento acerca do clima de montanhas (Yoshino, 1974; Barry 1992 e Linacre, 1992).

É de notar que grande parte dos primeiros trabalhos, desenvolvidos na montanha, não foi realizado por climatólogos ou meteorologistas, mas sim por biólogos e hidrólogos, interessados em estudar a influência dos elementos climáticos extremos, por exemplo, na vegetação e no escoamento (Barry, 1992, p.1).

Um dos primeiros aspectos a ter em consideração quando se estuda o clima das áreas de montanha é a sua definição. Existem várias definições de montanha, que consideram aspectos como a altitude, o volume, o relevo, o relevo relativo, o declive, a extensão e outros critérios geológicos (Gerrard, 1990). Segundo o mesmo autor, o critério usado inicialmente pelos geógrafos para definir montanha, foi o carácter acidentado do relevo e, só mais tarde, a noção de altitude terá sido introduzida (Gerrard, 1990, p. 4). Por exemplo, James (1935) citado por Gerrard (1990) refere que uma montanha deve ter uma altitude suficiente para produzir uma zonagem vertical na vegetação. Por outro lado, Finch e Trewartha (1936) referem que uma montanha deve ter vertentes declivosas, topos estreitos e comandos elevados. No entanto, por se tratarem de definições pouco rigorosas, Gerrard dá ênfase à definição de Price (1981), que descreve uma montanha como uma forma de relevo com altitude elevada, relevos relativos superiores a 300 m e vertentes declivosas, que influenciam o clima, e apresentam uma

zonagem vertical das comunidades biológicas. Contudo, Gerrard acrescenta que actualmente existe o consenso de que o relevo relativo de uma montanha deve ser superior a 700 m.

Uma outra noção frequentemente usada é a de alta montanha, em contraste com a média e baixa montanha; as primeiras ultrapassam 1500 m de altitude e apresentam comandos superiores a 1000 m. Das várias definições, é particularmente interessante a abordagem geo-ecológica proposta por Troll (1973), que considera que a alta montanha pode ser definida com base em três critérios: o limite das neves perpétuas na última glaciação; o limite superior da floresta e o limite inferior dos processos crionivais actuais. Segundo essa definição, o limite inferior da alta montanha ocorre, na Escandinávia, algumas centenas de metros acima do nível do mar, na Europa central a 1600-1700 m de altitude, nas Montanhas Rochosas a 40ºN a 3300 m, e a 4500 m nos Andes equatoriais (Fig. 1.1; Troll, 1973 e Barry, 1992). Esta definição aplica-se bem na Zona Temperada no entanto, nas montanhas próximas do equador e nas regiões áridas é difícil aplicar simultaneamente os três critérios, porque o limite das neves perpétuas é muito mais alto que o limite superior da floresta (Gerrard, 1990 e Barry, 1992). Contudo, Höllermann (1973), citado por Gerrard (1990), salienta a importância da definição proposta por Troll, porque apesar dos critérios não serem totalmente cumpridos em todas as situações, existem muitos pontos comuns entre as montanhas alpinas e áridas.

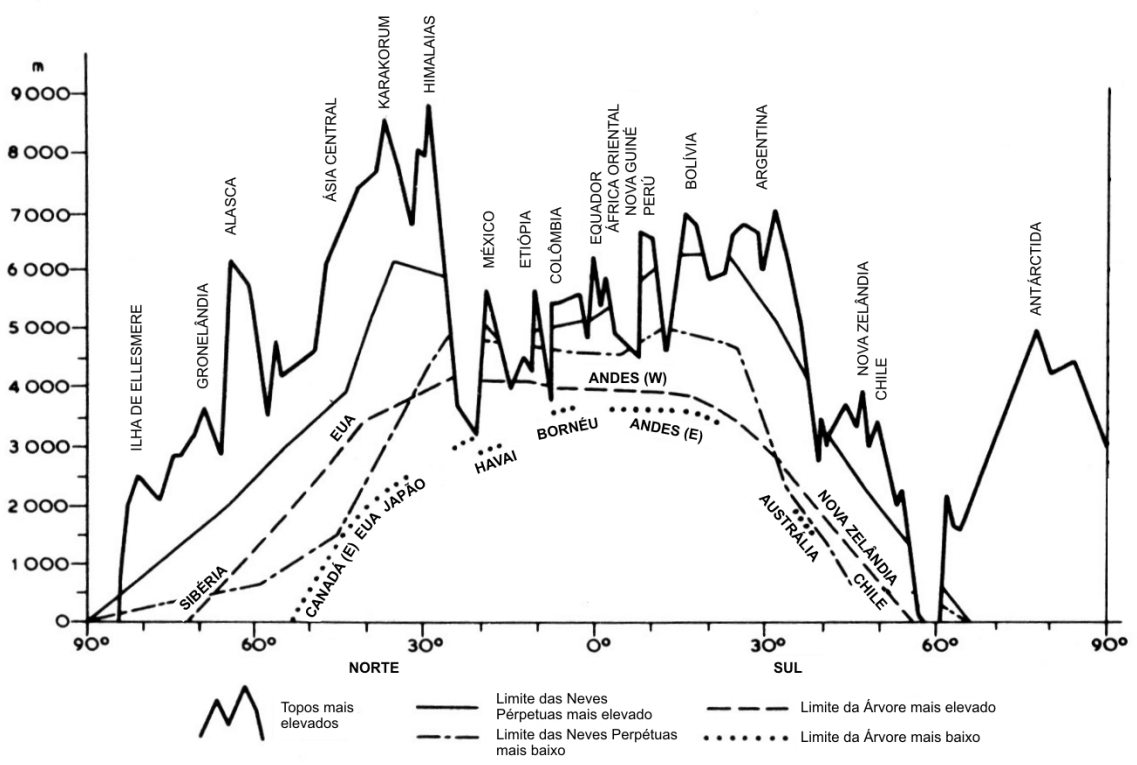


Figura 1.1 – Perfil topográfico das montanhas mais elevadas segundo faixas latitudinais. São indicados os limites altitudinais máximos e mínimos das neves perpétuas e da floresta (Barry, 1992, p.2).

A dificuldade em definir o limite inferior das altas montanhas deve-se à diversidade de formas das montanhas, que se traduz na altitude e na topografia e também, devido à influência da latitude e da continentalidade. Por exemplo, na figura 1.1. observa-se a influência da latitude no limite altitudinal das neves perpétuas e da árvore, como consequência das modificações da radiação solar incidente. Com o aumento da latitude o nível altitudinal da árvore e das neves perpétuas diminui. Para além disso, o regime térmico sazonal é mais pronunciados a maior latitude. Por outro lado, na zona equatorial há uma subida em altitude da linha das neves perpétuas e da árvore, como resultado e uma maior radiação solar incidente. Nestas áreas o regime térmico diário é mais importante, uma vez que pode nevar em qualquer altura do ano, especialmente durante a noite (Huggett, 1995).

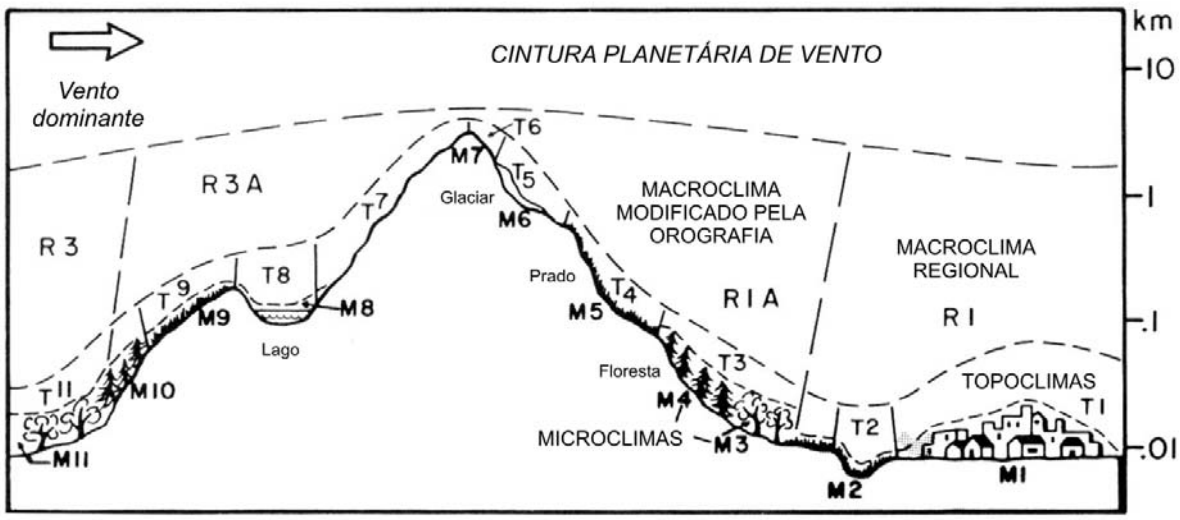
1.2. AS ESCALAS DE ANÁLISE CLIMÁTICA

Os factores geográficos que influenciam os climas das montanhas são a latitude, a continentalidade, a altitude, e a topografia e a exposição às massas de ar dominantes. À escala regional, a dimensão e a orientação das montanhas em relação ao fluxo dominante dos ventos tem também um papel importante (Barry, 1992 e Whiteman, 2000).

É importante salientar que, consoante as escalas climáticas de análise, assim se observam diferentes influências dos factores geográficos nos elementos do clima. Existem várias propostas de escalas de análise para o estudo dos climas em áreas de montanha, mas apesar da terminologia ser diferente, de uma forma geral, os autores concordam com a dimensão espacial e temporal a que os diferentes fenómenos devem ser estudados.

Yoshino (1974) considera que na escala macroclimática se estuda a influência que os fluxos dos sistemas sinópticos exercem no clima de vastas áreas, como as montanhas. Precisamente no mesmo sentido, Alcoforado (1993) considera que macroclima é sinónimo de clima zonal e de clima sinóptico. No entanto Barry (1992) refere que a escala macroclimática é já uma escala de maior pormenor, isto é, onde se sentem os efeitos da circulação sinóptica em função da topografia e da exposição. Para Barry (1992) uma montanha pode ter mais do que um tipo de macroclima, uma vez que a exposição às massas de ar dominantes dá origem a diferenças climáticas em áreas com relevo acidentado, podendo as divisões variar sazonalmente (fig. 2.1). Portanto, para Barry (1992), o termo macroclima é sinónimo da designação de clima regional, que é usada por outros autores, como Mason (1970) citado por Linacre (1992) ou Alcoforado (1993). É ainda de notar, que a escala do clima regional é designada por Yoshino (1974) como mesoclimática, o que aumenta a confusão no que respeita ao emprego dos prefixos macro e meso. Para evitar confusões terminológicas, empregamos neste trabalho a designação clima regional, sinónima do macroclima de Barry (1992) e do mesoclima de Yoshino (1974).

Além da abordagem dos climas regionais que efectuamos neste trabalho, também é realizada uma análise de maior pormenor, na escala local ou topoclimática. Trata-se de uma escala, em que os climas são influenciados em larga medida pela topografia e pelas características da superfície terrestre (Geiger, 1961; Alcoforado, 1993 e Barry, 1994). A influência da topografia manifesta-se fundamentalmente através da forma como o declive e a orientação das vertentes vão determinar a radiação solar incidente recebida pelas superfícies (Geiger, 1961; Yoshino, 1974 e Barry, 1994). O tipo de substrato, nomeadamente a ocupação do solo e o tipo de coberto vegetal, entre outros aspectos, vão influenciar o clima em



Nota: O limite entre os macroclimas modificados pela orografia de tipo R1A e R3A varia sazonalmente e dependendo das condições sinópticas.

Figura 1.2,- Escalas de análise climática propostas para as áreas de montanha (Yoshino adaptada por Barry, 1992, p.12). M – escala microclimática, T - escala topoclimática, R - escala macroclimática.

função das diferentes respostas da superfície aos fluxos radiativos e de calor. Na figura 1.2 são ilustrados os limites de climas de montanha na escala regional e local; nestes últimos, os efeitos de diferentes coberturas vegetais, da presença de lagos, da situação topográfica e das exposições vão determinar as suas características climáticas.

É finalmente de notar que se pode ainda descer na escala de análise, aumentando o pormenor, e por exemplo, dentro de uma área de floresta, podem estudar-se subáreas com características climáticas semelhantes (Geiger, 1961; Alcoforado, 1993). Essa é a escala de estudo dos microclimas, e nesta é o tipo de superfície que vai determinar o clima sentido. Por exemplo, numa floresta, áreas onde dominam caducifólias e outras onde dominam coníferas, podem contribuir para características climáticas distintas na escala de análise microclimática.

Apesar da organização do estudo dos climas em diferentes escalas de análise, Oke (1987) e Sturman *et al.* (1999) chamam a atenção para o facto de os fenómenos meteorológicos fazerem parte de um *continuum* de processos, desde a escala microclimática à macroclimática, variação que corresponde a uma dimensão espacial dos fenómenos desde alguns metros a mais de 1000 km. Em termos de escala temporal, os fenómenos meteorológicos podem ocorrer em curtos períodos de segundos, ou podem desenrolar-se ao longo de dias. Salienta-se, por fim, que os fenómenos estudados podem ter uma grande amplitude ao nível temporal e espacial, por exemplo desde as turbulências de pequena escala às cinturas de pressão planetárias a escala macroclimática (Fig. 1.3).

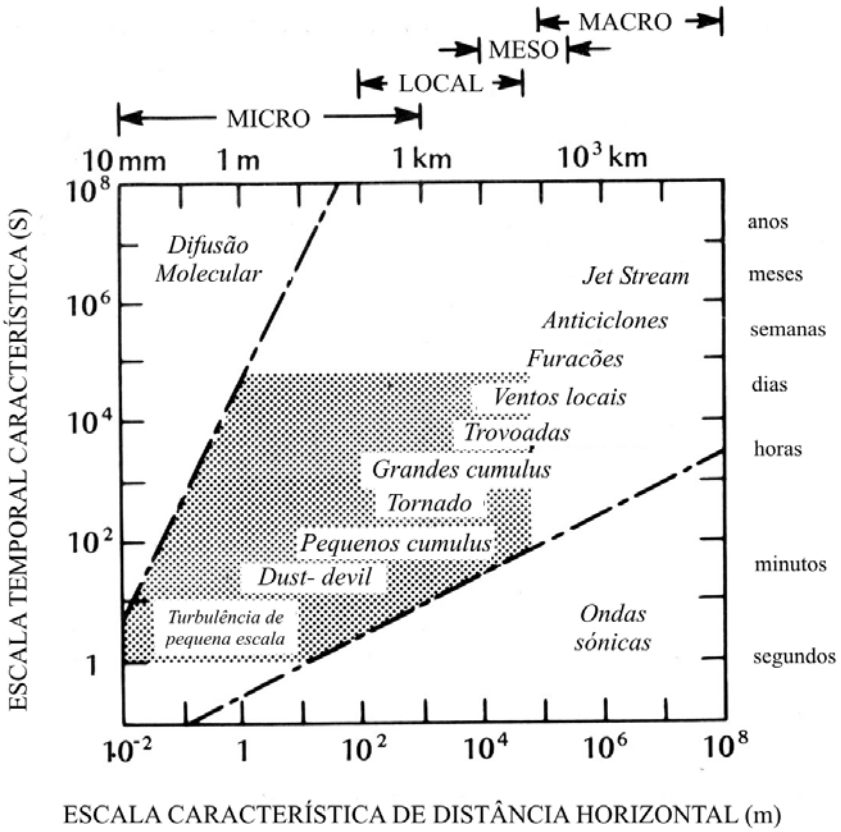


Figura 1.3 - Escalas temporais e espaciais para vários tipos de fenómenos meteorológicos. A área a cinzento representa os fenómenos do domínio da camada limite (Oke, 1987, p.4, adaptado de Smagorinsky, 1974).

1.3. A INFLUÊNCIA DA LATITUDE NOS CLIMAS DAS MONTANHAS

A latitude de um lugar é um factor que influencia o clima, devido fundamentalmente à duração do dia e ao ângulo de incidência dos raios solares com a superfície. Próximo do equador a escassa variação na trajectória aparente do Sol e o facto de os dias e as noites terem aproximadamente a mesma duração ao longo do ano, dão origem a uma fraca variação sazonal na radiação solar recebida, e por conseguinte, da temperatura média mensal. Por exemplo o Monte Wilhelm (3480 m) na Papua Nova Guiné, a 6ºS, tem uma amplitude térmica anual de 1,1ºC e o Monte Mucubaji (3550 m) na Venezuela, a 5ºS, tem uma amplitude térmica anual de 1,2ºC (Barry, 1992). Nestas montanhas as maiores amplitudes térmicas ocorrem no ritmo térmico diurno (Whiteman, 2000). Como exemplo disso, no Monte Quénia, a 5195 m de altitude no equador, em dois períodos de 6 dias de observações a amplitude térmica diária foi de 8,2ºC a 16,4ºC (Hedberg, 1964).

Com o aumento da latitude, a trajectória aparente do Sol varia mais significativamente ao longo do ano, e os dias e as noites são mais ou menos longos, consoante a estação. Como consequência, a radiação solar incidente varia muito ao longo do ano, dando origem a uma maior variabilidade sazonal da amplitude térmica mensal, que vai aumentando, em geral, com a latitude (Fig. 1.4). Por exemplo, em Niwot Ridge - Colorado (3749 m), nos Estados Unidos da América, a 39ºN, a amplitude térmica anual é de 22ºC e no Sonnblick (3060 m), na Áustria, a 47ºN, é de 15ºC (French, 1996), valores muito superiores aos das montanhas intertropicais. Por outro lado, a amplitude térmica diária, mantém-se elevada, sendo, por exemplo, no Sonnblick de 15ºC (Troll, 1973). De uma forma geral, com o aumento da latitude os valores de radiação solar incidente diminuem, o que se vai manifestar também num balanço radiativo menor e na diminuição da temperatura. Acrescenta-se ainda, que a espessura da atmosfera diminui do equador para os pólos, factor que influência também a variação latitudinal da quantidade de radiação recebida, embora em menor grau que o efeito da latitude sobre a altura do Sol.

É ainda de notar a importância do declive e da orientação das vertentes, que podem compensar uma posição latitudinal mais elevada, no que diz respeito à energia solar recebida (Geiger, 1961; Yoshino, 1974; Barry, 1992; Godard e Tabeaud, 1993; Whiteman, 2000 e Barry e Chorley, 2003). Por exemplo, Vieira (2004) instalou na Serra da Estrela registadores automáticos de temperatura da rocha a várias profundidades na vertente norte e sul da crista do Cântaro Gordo, a altitudes, respectivamente de 1860 e 1870 m, e confirmou estes efeitos nos regimes térmicos da rocha. Os sensores foram instalados em paredes verticais, e apesar de

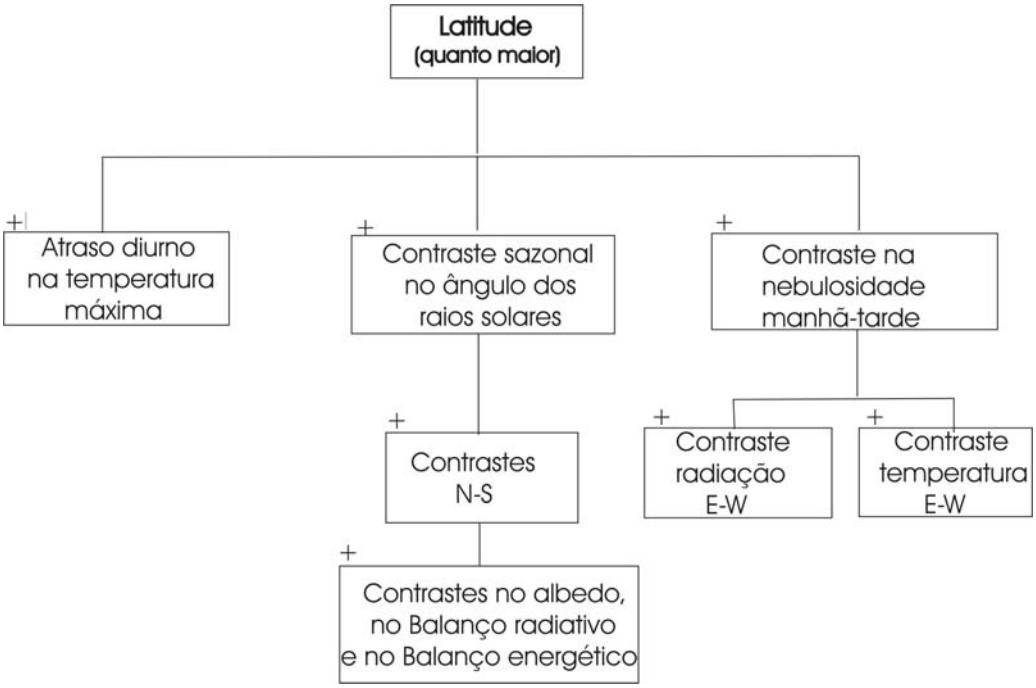


Figura 1.4 – Efeitos climáticos do aumento da latitude. O sinal + significa que o efeito faz com que a variável dependente varie no mesmo sentido da variável que o controla. O sinal – significa que o efeito faz com que a variável dependente varie no sentido contrário da variável que o controla (adaptado de Evans, 1977).

a vertente sul ser quase sempre mais quente, uma vez que a radiação solar potencial ao longo do ano é sempre superior a 8 horas, enquanto a vertente exposta a Norte só recebe radiação potencial directa entre Março e Setembro, e nunca mais de 3 horas seguidas, há meses, mesmo com escassa nebulosidade, em que as temperaturas médias da rocha das duas vertentes são semelhantes. Isso acontece, por exemplo, próximo do solstício de Verão, quando a vertente norte regista temperaturas máximas mais elevadas, facto que se deve à redução dos valores de radiação solar directa na vertente sul, causados pelos elevados valores de altura do Sol, e pelo carácter vertical da vertente. Na vertente sul, o número máximo de horas de Sol potenciais é atingido nos Equinócios, enquanto que na vertente norte, ocorre no solstício de Verão, precisamente quando é mínima na vertente sul. O autor notou ainda que, na vertente sul, as temperaturas máximas diárias mais elevadas, ocorreram em dias de Sol no Inverno, pois então, a baixa altura do Sol proporciona um ângulo de incidência mais próximo da vertical, o que se traduz numa maior concentração dos raios solares na vertente vertical.

A latitudes elevadas, como nas Ilhas Spitsbergen (78ºN), a variabilidade sazonal das temperaturas é maior, sendo a amplitude térmica anual de 25ºC (Sarmiento, 1986). Mas aquele é um clima com forte influência oceânica, e a amplitude térmica anual é ainda mais elevada nos climas com forte influência continental das altas latitudes, com valores extremos

encontrados a cerca de 65ºN no interior dos continentes norte-americano e asiático (Barry e Chorley, 2003). Por exemplo, em Yakutsk, na Sibéria a 62ºN, a amplitude térmica anual é de 62ºC (French, 1996).

1.4. OS FLUXOS REGIONAIS DO VENTO E OS CLIMAS DE MONTANHA

A circulação geral da atmosfera e as complexas relações com a circulação oceânica vão tornar o quadro descrito relativamente à influência da latitude nas temperaturas e, também na precipitação, mais complexo. A posição latitudinal das montanhas vai ainda determinar a exposição às cinturas de altas e baixas pressões na Terra.

A distribuição latitudinal das faixas de altas e de baixas pressões dão origem a um sistema de circulação geral que dita a direcção dominante do vento e o tipo de tempestades que podem ocorrer em função da latitude. Desta forma a posição das montanhas em relação às cinturas de altas e baixas pressões vai ter um papel determinante no seu clima.

As montanhas junto ao equador estão sob a influência das baixas pressões equatoriais e vão receber elevados quantitativos de precipitação diária, principalmente na face exposta ao vento dominante. Nessas regiões há a alternância de períodos de precipitação intensa, com a passagem do Sol no equador térmico, com outros de seca nos solstícios (Barry e Chorley, 2003). No que diz respeito aos totais de precipitação, por exemplo em Izobarda (Andes Equatoriais), no equador, a 2818 m de altitude, o total anual da precipitação é de 1250 mm, no Monte Quénia; no Equador, o total de precipitação anual é de 2500 mm e, no Quilimanjaro (5899 m), a 3ºS, é de 2200 mm (Sarmiento, 1986). Salienta-se ainda, que a quantidade de precipitação varia em função das vertentes estarem mais ou menos expostas aos ventos aliseos. Huggett (1995), refere a influência da exposição ao vento na distribuição da vegetação nos Andes por andares. Junto ao equador a vegetação nas montanhas é luxuriante e a sua distribuição é quase simétrica nos dois flancos da montanha. À medida que se avança para Sul nota-se a influência dos ventos dominantes na distribuição da vegetação por andares. Desta forma, as vertentes expostas ao vento dominante são mais húmidas e há uma dissimetria na distribuição da vegetação entre os dois flancos. Nos Andes centrais, até 30ºS dominam os ventos de Sudeste e por isso, o flanco Oeste é mais árido do que o exposto a Este. Pelo contrário, para Sul dos 30ºS os ventos de Oeste fornecem mais humidade às vertentes expostas ocidente.

No norte de África, no Inverno dominam as condições anticiclónicas, e a precipitação média é baixa, e as áreas de montanha e os planaltos podem receber entre 50 a 400 mm de precipitação. No fim do Inverno e na Primavera, a chegada de sistemas frontais de origem mediterrânea, são uma importante fonte de precipitação, por exemplo nas montanhas do Atlas (Barry e Chorley, 2003).

O clima nas montanhas mediterrâneas europeias é influenciado no Verão pelo anticiclone subtropical dos Açores, que é responsável por Verões quentes e secos e no Inverno pela circulação zonal de Oeste. A estação do Inverno instala-se rapidamente no fim de Outubro, com a diminuição da pressão atmosférica que é acompanhada por um aumento da probabilidade de ocorrer precipitação (Barry e Chorley, 2003).

Em particular, as montanhas na Península Ibérica podem ficar sob a influência, alternada de ar relativamente estável dos anticiclones subtropicais ou da circulação perturbada de Oeste (Ramos, 1987; Alcoforado,1993; Ferreira, 2005). O fluxo dominante de Oeste pode ter uma circulação zonal, com uma sucessão de depressões associadas à frente polar. Pode também ser um fluxo mais lento, influenciado pela posição longitudinal das cadeias montanhosas americanas. As massas de ar em altitude descrevem uma ondulação ciclónica a sotavento das montanhas à qual se segue uma anticiclónica frequentemente situada sob o Atlântico oriental (Barry e Chorley, 2003).

Também nas latitudes médias, as montanhas são um dos factores desencadeantes da ciclogénese, uma vez que perturbam os padrões de circulação atmosférica a grande escala (Beniston *et al.,* 1997). A essas latitudes, as montanhas podem receber elevados quantitativos de precipitação, nomeadamente nas vertentes expostas a Oeste. No Sönnblick, o total de precipitação anual é de 1638 mm, e em Niwot Ridge, 1021 mm. Nas montanhas da Escandinávia, que formam uma barreira ao fluxo de Oeste, devido à sua orientação, as massas de ar marítimas são obrigadas a subir dando origem a uma precipitação anual de 2500 mm, por exemplo nas montanhas do Oeste da Noruega (Barry e Chorley, 2003).

Nas regiões árcticas, o clima é mais seco, e por exemplo, nas montanhas das Spitsbergen, o total de precipitação anual atinge cerca de 300 mm, mas pode ser inferior a 200 mm (Joly, 1984). A precipitação fraca deve-se ao facto das massas de ar serem frias e de terem fraca capacidade higrométrica. No entanto, naquelas ilhas, a precipitação está presente ao longo do ano, devido à influência da Corrente Quente do Golfo.

1.5. A CONTINENTALIDADE E OS CLIMAS DE MONTANHA

A influência da continentalidade no clima está relacionada com a forma como as diferentes superfícies vão reagir termicamente à radiação solar incidente. A superfície da Terra reage mais rapidamente à radiação solar incidente, do que as superfícies de água. Em média é, necessária 3 vezes mais energia para aumentar em 1ºC a temperatura de um determinando volume de água do que de solo (Williams e Smith, 1989). No entanto, apesar da água aquecer mais lentamente do que o solo, o calor específico é muito elevado, o que a torna num bom reservatório de energia (Oke, 1987). Por essa razão, os oceanos são grandes absorventes de radiação e apresentam uma resposta térmica lenta, devido, também, à penetração e à mistura. A grande capacidade de penetração da radiação solar na água, faz com que a energia seja transmitida em profundidade. Aliás, a mistura de água com diferentes temperaturas, por convecção, turbulência e por advecção é tanto maior quanto maior for a profundidade. Por outro lado, a evaporação é responsável pela transferência de calor latente para a atmosfera, que é tanto mais lenta quanto maior for o volume de água. Por isso, os oceanos são mais lentos a perder calor do que a superfície da Terra. Este comportamento vai ter consequências importantes no clima das áreas próximas dos oceanos. Quanto maior a presença da água, mais ameno é o clima. Por outro lado, com o aumento da distância ao oceano a humidade das massas de ar vai diminuindo o que contribui também para acentuar o efeito da continentalidade.

Em termos gerais, considerando a extensão de oceanos e de continentes na Terra, podemos referir que a continentalidade é mais pronunciada no Hemisfério Norte do que no Sul devido à maior percentagem de continentes. No interior dos continentes a secura prolonga-se com a latitude devido, ao aumento da distância ao mar e ao aumento do efeito da sazonalidade nas temperaturas, que se vai manifestar numa amplitude térmica mais elevada (Sarmiento, 1986 e Barry, 1992). A forma habitual de estudar o grau de continentalidade de uma determinada região é precisamente através da amplitude térmica mensal (Barry, 1992)

Nas zonas intertropicais, as montanhas situadas nas fachadas orientais dos continentes são mais húmidas e a sua temperatura é mais amena, do que as que estão na fachada ocidental, pois os ventos dominantes são de Este.

Nas médias latitudes, a continentalidade também se manifesta pelo aumento da aridez no interior dos continentes. No entanto em algumas zonas, segundo Broccoli e Manabe (1992), e Barry e Chorley (2003) a continentalidade não é suficiente para explicar a aridez nesses locais, há que considerar contributo das montanhas, principalmente pelo seu papel na indução

de ondas estacionárias, que criam regiões onde é frequente a ascensão de massas de ar e que estão associadas a precipitação e outras onde domina a subsidência, e que coincidem com as áreas áridas.

A continentalidade também tem reflexos no clima das vertentes com diferentes exposições e acentua os contrastes climáticos entre as vertentes expostas a barlavento e a sotavento (Evans, 1977). Por exemplo, nas áreas de montanha com clima continental, a média latitude, é típica a formação de nuvens convectivas durante a tarde, preferencialmente nas áreas expostas Oeste, uma vez que à medida que o dia avança, os movimentos anabáticos nas vertentes expostas a poente e as brisas de vale, tornam-se cada vez mais fortes (Fig. 1.5).

Para concluir, o efeito da continentalidade depende da acção conjugada, das massas de ar advectivas, que são mais ou menos húmidas consoante a distância ao oceano, e do calor específico das superfícies (Carrera, 1982; Barry, 1992 e Barry e Chorley, 2003).

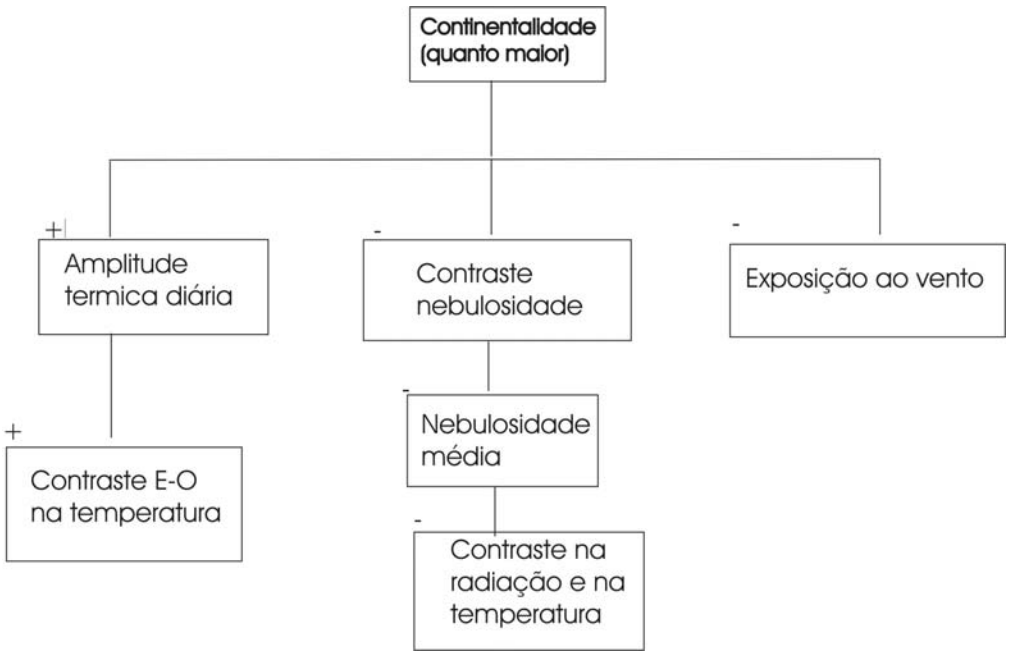


Figura 1.5 – Efeitos climáticos do aumento da continentalidade. O sinal + significa que o efeito faz com que a variável dependente varie no mesmo sentido da variável que o controla. O sinal – significa que o efeito faz com que a variável dependente varie no sentido contrário da variável que o controla. (adaptado de Evans, 1977).

1.6. A ALTITUDE E OS CLIMAS DE MONTANHA

As características dos climas de montanha só se podem compreender bem, quando se considera a rápida modificação das condições macroclimáticas com a altitude (Geiger, 1961). Por exemplo, a densidade do ar e a tensão de vapor são dois aspectos fundamentais, que vão afectar a forma como os elementos climáticos variam com a altitude, tendo implicações, por exemplo, na radiação solar incidente e, indirectamente, na temperatura do ar e do solo (Barry, 1992). A densidade do ar e a composição da atmosfera controlam a capacidade de retenção do calor. Com a altitude, a densidade diminui e a resposta da atmosfera à variação da radiação solar incidente é mais rápida (Whiteman, 2000). Por outro lado, as moléculas estão mais afastadas, o que se traduz numa menor quantidade de moléculas por unidade de volume de ar para receber e conservar o calor. A capacidade de a atmosfera absorver calor, diminui 1 a 4% por cada 100 m (Geiger, 1961). A rápida resposta e transporte de ar quente e frio contribuem para uma variação mais rápida do estado do tempo nas montanhas.

1.6.1. O balanço radiativo

O balanço radiativo é o factor determinante nos fluxos de energia entre o solo, a vegetação e a atmosfera, uma vez que controla os fluxos turbulentos de calor (Parlow, 2000). O balanço radiativo é representado pela seguinte expressão (Oke, 1987 e Waters *et al.*, 2002):

$$R = (1 - \alpha)\, R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o)\, R_{L\downarrow}$$

(R - balanço radiativo em Wm^{-2}, α – albedo, $R_{S\downarrow}$ - radiação incidente de pequeno comprimento de onda, $R_{L\downarrow}$ - radiação incidente de grande comprimento de onda, $R_{L\uparrow}$ - radiação emitida de grande comprimento de onda, ε_o - emissividade)

No seu cálculo é considerado o balanço entre a radiação solar incidente e a emitida, que no último caso é traduzida pelo albedo. O conhecimento da energia solar de pequeno comprimento de onda incidente é muito importante nos estudos climáticos, uma vez que é o motor de todo o sistema climático (Barry, 1992).

O segundo termo da equação diz respeito ao balanço de radiação de grande comprimento de onda, que é emitida pelas superfícies e que é recebida por estas, e que no último caso resulta da contra-radiação atmosférica. No que diz respeito ao calor libertado pelas superfícies, este depende da temperatura destas e da emissividade. A emissividade consiste na relação entre a energia libertada por um corpo e a que um corpo negro à mesma temperatura e

nas mesmas condições, libertaria (Oke, 1987 e Miranda, 2001). Para além da emissividade e da temperatura da superfície também é necessário considerar a constante de Stefan-Boltzmann, uma vez que esta indica a forma como a Terra irradia energia e permite estimar a temperatura de corpos em condições de equilíbrio radiativo, isto é, que só efectuam trocas de energia com o exterior sob a forma de radiação (Oke, 1987).

Durante o dia o balanço é positivo e é elevado, uma vez que a energia de pequeno comprimento de onda recebida é superior às perdas radiativas. Durante a noite só é considerado o balanço de grande comprimento de onda, que é geralmente negativo. Pode, no entanto ser positivo, mas com um valor muito baixo, no caso da temperatura da superfície ser mais levada do que a do ar (Oke, 1987).

Salienta-se que o albedo, a emissividade e a temperatura das superfícies, podem explicar diferenças de balanço radiativo, para locais muito próximos, mas com superfícies diferentes. No entanto, como a emissividade tem valores que diferem pouco de superfície para superfície, o albedo e a temperatura das superfícies vão ter um maior peso no balanço (Oke, 1987).

1.6.2. O balanço energético

O balanço radiativo é importante para se conhecer o balanço da radiação de pequena e grande onda, mas também porque tem um papel fundamental como *input* no balanço da energia à superfície. A energia radiativa recebida é considerada na combinação das trocas convectivas para, e da atmosfera, através do calor sensível, calor latente e por condução no solo. O balanço energético é dado pela seguinte equação (Oke, 1987):

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G$$

(Q^* - balanço radiativo; Q_H - calor sensível; Q_E - calor latente; Q_G - calor armazenado)

Quando o Q^* é positivo há ganho de energia, quando é negativo há perda de energia. Precisamente, o balanço é positivo quando há perdas de calor da superfície, e é negativo quando a superfície ganha calor. Se os dois termos da equação são positivos, a equação descreve a forma como os ganhos radiativos são utilizados como energia, o que acontece durante o dia. Durante a noite o que normalmente acontece é que os dois termos da equação são negativos. Então, a equação indicamos a forma como o deficit é repartido a partir do calor disponível no solo e na atmosfera.

No que diz respeito ao segundo termo da equação (Q_H), representa o calor sensível, e traduz o aumento ou a diminuição da temperatura de um corpo quando se adiciona ou subtrai energia. O terceiro termo representa o calor latente (Q_E), e resulta da mudança de estado de uma substância muda de estado, havendo por isso adição ou subtracção de calor mas, mantendo a mesma temperatura, o que significa que não se sente modificação na temperatura. O último elemento é o calor armazenado no solo (Q_G) por condução (Oke, 1987).

A forma como estes elementos participam nos ganhos e nas perdas de energia depende do tipo de superfície e da capacidade do solo e da atmosfera transportarem calor. Durante o dia a energia recebida é dissipada sob todas as formas, sendo o calor latente a mais importante, principalmente por evaporação. No entanto a conveção, que implica mistura vertical das massas de ar, é a forma principal de transporte de calor latente e sensível. O calor sensível é transportado das superfícies mais quentes para o ar mais frio, por turbulência, e é libertado quando se mistura com o ar envolvente. O transporte no sentido contrário ocorre quando ar é mais quente do que a superfície. No que diz respeito ao calor latente, o seu transporte está ligado ao vapor de água. O calor latente está associado à evaporação de água junto à superfície, e é libertada energia quando o vapor de água condensa. A conveção é então responsável pelo transporte e pela mistura da energia (Oke, 1987).

Durante a noite as perdas energéticas são contra-balançadas pela condução de calor do solo, e em menor grau pela conveção do calor latente, até porque durante a noite a estratificação da temperatura impõe estabilidade. No que diz respeito à condução térmica, trata-se de um processo em que o calor é transmitido, principalmente nos sólidos, de substância para substância por colisão das moléculas (Oke, 1987).

1.6.3. A influência da altitude no balanço radiativo e energético

O balanço radiativo e energético, em particular as suas componentes variam com a altitude. A forma como reagem a essa influência vai determinar a energia recebida pelas pelo solo, pela a vegetação e pela atmosfera em áreas de montanha.

A elevadas altitudes, a radiação solar atravessa uma menor espessura da atmosfera até à superfície da Terra, por essa razão, a intensidade da radiação solar aumenta com a altitude. Por sua vez, a Terra aquece mais rapidamente do que o ar, e vai ser responsável pelo aquecimento da camada de ar mais próxima da superfície, fundamentalmente através da emissão da radiação de grande comprimento de onda. Além das trocas radiativas, a energia é transportada da superfície da Terra para a atmosfera pelos fluxos de calor latente e sensível (Joly, 1984).

Barry (1992) refere que os trabalhos realizados nos Alpes sobre a radiação solar incidente mostram que, em dias com céu limpo, até 3000 m há um aumento da radiação solar incidente de 7 a 10% por quilómetro, e de 9 a 11% por quilómetro em dias com céu encoberto. No entanto, com céu parcialmente encoberto, a radiação solar directa sofre elevadas oscilações ao longo do dia, que se vão traduzir na temperatura do ar. De uma forma geral, a radiação solar incidente diminui com a altitude quando o céu está parcialmente encoberto, mas essa diminuição depende da espessura das nuvens, e pode pelo contrário, ser mais intensa devido à radiação difusa, que resulta da reflexão causada pelas nuvens. A percentagem de radiação difusa é tanto maior, quanto maior for a presença de nuvens. Com céu limpo, a radiação difusa torna-se mais fraca à medida que a altitude aumenta, porque também diminui a capacidade de propagação, propriedade relacionada com a densidade do ar e com a quantidade de poeiras em suspensão. Assim, para estudar a variação da radiação solar incidente, é importante conhecer as características das nuvens, a frequência de nevoeiros, bem como a sua variação sazonal e a relação da nebulosidade com as condições sinópticas (Yoshino, 1974; Barry 1992).

De uma forma geral, o balanço radiativo varia pouco com a altitude e depende do tipo de superfície, bem como dos seus declives e exposição. Salienta-se que, no caso de haver uma superfície coberta por neve, o balanço radiativo pode diminuir com a altitude, devido ao aumento do albedo (Barry, 1992). Por outro lado, nos interflúvios, como a superfície contínua de Terra é mais reduzida, o ar imediatamente acima dela recebe menos energia, sendo a sua influência no aumento da temperatura do ar, menos eficaz (Barry, 1992).

As variações na radiação solar incidente vão influenciar o fluxo de calor no solo, o calor latente e o calor sensível. Durante a noite, o deficit de radiação é atenuado pelo fluxo de calor ascendente do solo, pelo calor sensível e pela libertação de calor latente devido à condensação na superfície. Quando há arrefecimento radiativo, há transferência de calor sensível da atmosfera para o solo, o que vai arrefecer a camada de ar que com ele contacta, podendo formar-se uma inversão térmica. Durante o dia o excesso de radiação aquece o solo, e a atmosfera e há transferência de calor latente para a atmosfera pela evaporação da água das superfícies (Whiteman, 2000).

O balanço radiativo de grande comprimento de onda[1] é praticamente indiferente da altitude, apesar da redução na temperatura média das superfícies com a altitude, causadora de

[1] O balanço radiativo de onda longa pode ser calculado segundo a equação (Oke, 1987): $R_{L\uparrow} = \varepsilon_o \sigma Ts^4$ ($R_{L\uparrow}$ - radiação de onda-longa emitida, ε_o - emissividade, σ - constante de Stefan-Boltzmann: 5,67 x 10^{-8} $W/m^2/K^4$, Ts - temperatura da superfície).

uma redução na radiação de grande comprimento de onda emitida, que não é contrariada pela contra-radiação e que em média também diminui com a altitude (Geiger, 1961; Barry, 1992; Whiteman, 2000).

1.6.4. Os gradientes térmicos altitudinais

A variação da temperatura com a altitude é geralmente considerada como o aspecto mais importante nos climas de montanha (Barry, 1992), tema que aliás foi estudado de modo científico, pela primeira vez por de Saussure, em 1788. Com uma temperatura de 20ºC, quando o ar está saturado, o gradiente médio da atmosfera padrão é de -0,65ºC/100 m (Barry, 1992). Angot (1892) citado por Rolland (2003) refere um gradiente médio de -0,55ºC/100 m ou de -0,60 ºC/100 m.

No caso de uma parcela de ar seco, quando é obrigada a subir arrefece -0,9ºC/100 m, valor que corresponde à taxa máxima de diminuição da temperatura com a altitude (Barry, 1992). Mas numa massa de ar instável ou em movimento ascendente forçado, o gradiente vertical da temperatura é determinado pela transferência de energia associada à mudança de pressão, sendo particularmente significativo o efeito da libertação de calor latente pela condensação, quando o ar está saturado. Essa libertação de calor origina um gradiente térmico inferior no ar saturado do que no ar seco.

Salienta-se, ainda, que a variação da temperatura das massas de ar com a altitude vai ser influenciada pelo facto de estar em contacto com as vertentes e, ao contrário do que se passa na atmosfera livre, vão ser afectadas por trocas de calor radiativas e turbulentas, que modificam a estrutura e a temperatura, originando gradientes térmicos verticais particulares e variáveis ao longo do dia.

Mas, além destes aspectos gerais, existem vários outros de cariz mais geográfico com consequências na variação da temperatura com a altitude, que devem ser considerados, tais como a zona climática em que se insere a montanha, a estação do ano, o tipo de massas de ar, as características do relevo e a presença de inversões nocturnas (Yoshino, 1974 citando Peattie 1936 e Barry, 1992).

Por exemplo, a presença de inversões térmicas, dá origem a um gradiente térmico positivo, ou seja inverso do gradiente normal que é negativo. As inversões mais intensas são atingidas no Inverno na Sibéria oriental, no Noroeste do Canadá e nas regiões polares. Nas áreas mais frias do Árctico e da Antárctica as inversões térmicas, devido ao arrefecimento radiativo, podem manter-se durante grande parte do ano (Barry e Chorley 2003).

No que diz respeito à relação entre a variação da temperatura com a altitude e a estação do ano, Yoshino (1974) refere que, nas montanhas japonesas, os valores são idênticos de Verão e de Inverno, variando ao longo do ano entre -0,56 e -0,62ºC/100 m. O mesmo autor, citando Hendle (1966), refere que, no Zugspitze, no Norte dos Alpes, o gradiente máximo ocorre em Junho e Julho e que o mínimo surge em Dezembro e Janeiro, facto que refere ser comum, nas montanhas da Europa Central. Salienta-se que vários trabalhos apontam para que o gradiente térmico altitudinal seja mais intenso no Verão do que no Inverno, podendo mesmo ser inverso no Inverno nas áreas continentais (Hogan e Ferrick, 1997; Pepin, 2001; Barry e Chorley, 2003 e Rolland, 2003). Nessas áreas o regime sazonal é mais pronunciado, pois o Inverno é muito frio e é marcado por fortes inversões térmicas, que podem ser devidas ao arrefecimento do ar em contacto com a neve ou podem ocorrer em dias de estabilidade atmosférica.

Hogan e Ferrick (1997) estudaram a influência da topografia e da neve nas inversões térmicas durante o Inverno ao longo do rio Connecticut, e observaram que a taxa de variação da temperatura com a altitude e a frequência de inversões térmicas diminui à medida que a cobertura de neve aumenta. Noutro trabalho realizado no Monte Pike (4301 m), no Colorado, e em Colorado Springs (1859 m), Barry e Chorley (2003) referem um gradiente térmico vertical de -0,4ºC/100 m no Inverno e de -0,6ºC/100 m no Verão.

Pelo contrário, Pepin (2001) observou nas montanhas rochosas gradientes térmicos superiores na Primavera e no Outono, e menores no Verão, tanto de dia como de noite. No entanto, os gradientes térmicos diários representam pouco das condições diurnas e nocturnas. Por exemplo, o gradiente vertical da temperatura máxima diária é maior do que o da temperatura mínima diária, podendo mesmo, a ultima ser inversa (Yoshino,1974). Por essa razão, as correlações entre a variação da temperatura do ar com a altitude são mais significativas para as temperaturas máximas no Verão (Rolland, 2003). Pepin (2001) observou que, no Norte de Inglaterra, o gradiente térmico vertical da temperatura mínima e máxima diária tem padrões diários e sazonais, com forte relação com as condições sinópticas. Nesse trabalho, o autor obteve, para um período de 27 anos, um gradiente térmico diurno médio de -0,85 ºC/100m e um gradiente térmico nocturno de -0,55º/100m.

Pepin (2001) observou ainda que o gradiente térmico vertical é mais forte para a temperatura máxima na Primavera (-1ºC/100m). Também, no caso das temperaturas mínimas, o gradiente térmico é maior na Primavera (-0,65ºC/100 m), seguindo-se o Verão (-0,48ºC/100m), devido ao facto de as inversões térmicas serem mais fracas, ou mesmo, menos frequentes.

O estudo dos gradientes térmicos verticais diurnos e nocturnos, bem como dos sazonais tem sido dificultado, segundo Rolland (2003), por problemas de recolha dados. Uma vez que as estações meteorológicas não estão bem distribuídas espacialmente nas montanhas e, nem estão representadas todas as posições topográficas e exposições. A isso deve-se acrescentar o facto de as séries serem normalmente reduzidos. No sentido de ultrapassar este problema, Rolland (2003) utilizou uma série de 30 anos da temperatura do ar para 61 estações do Norte de Itália, Tirol e Trentino-Alto Adige, tendo verificado que a temperatura média anual diminui com a altitude entre -0,54ºC/100 m e -0,58ºC/100 m, e que os gradientes atingem valores máximos no Verão e mínimos no Inverno. A temperatura máxima tem valores fortes de gradiente térmico vertical, sendo próximos do gradiente adiabático seco. Por outro lado, os gradientes são mais baixos para as temperaturas mínimas. O autor observou que a influência da topografia é também visível nas temperaturas no Inverno, traduzindo-se num gradiente menor, devido às inversões térmicas nos fundos de vale.

Então, o gradiente térmico vertical em áreas de montanha é diferente ao longo do ano e do dia. Os maiores gradientes térmicos verticais foram observados no Verão, nas temperaturas diurnas e, em particular, nas temperaturas máximas (Quadro 1.1). Os menores gradientes foram registados no Inverno, durante a noite, para as temperaturas mínimas. A variabilidade sazonal e diurna depende do predomínio de situações sinópticas de estabilidade, que favorecem a formação de inversões térmicas nas áreas deprimidas, o que vai atenuar ou mesmo inverter, como se vai ver no capitulo 5, a diminuição da temperatura com a altitude. Salienta-se que em situações de instabilidade atmosférica, a variabilidade sazonal atenua-se (Rolland, 2003).

Quadro 1.1 – Gradientes térmicos verticais referidos na bibliografia para várias regiões.

Autor	Local/ variável		Gradiente térmico vertical (ºC/100m)
Saussure (1788)	Alpes		-0,54 a - 0,66
Yoshino (1974)	Japão: gradiente térmico vertical médio no Inverno e no Verão		-0,56 a - 0,62
	Inglaterra	gradiente térmico diurno	-0,85
		gradiente térmico nocturno	-0,55
Pepin (2001 e 2002)	Gradiente máximo na Primavera		-1
	Gradiente mínimo na Primavera		-0,6
	Gradiente mínimo no Verão		-0,48
	Andes: gradiente térmico médio		-0,4
Barry e Chorley (2003)	E.U.A. (Colorado)	Inverno	-0,4
		Verão	-0,6
Rolland (2003)	Itália – temperatura média anual		-0,54 a -0,58

1.6.5. A variação altitudinal da humidade e da precipitação

A quantidade de vapor de água de uma massa de ar vai condicionar os climas de montanha, uma vez que tem efeitos directos na humidade e na temperatura. É de salientar que, em altitude, o ar é mais frio e consequentemente tem menor capacidade de reter vapor de água (Whiteman, 2000). Por exemplo, o vapor de água a 3 km de altitude é cerca de um terço do que ao nível do mar. O facto de diminuir a extensão das superfícies de água e de coberto vegetal, que fornecem humidade à atmosfera, por evaporação e por transpiração, contribui também para a diminuição da humidade com o aumento da altitude (Whiteman, 2000). Por outro lado, há que considerar outros aspectos que vão atenuar a diminuição de vapor de água até um certo limiar de altitude, como por exemplo os fluxos de vento horizontais e verticais que transportam vapor de água, bem como a presença de nuvens. Estes últimos aspectos vão contribuir para que a precipitação aumente com a altitude (Barry, 1992).

Até um certo limiar de altitude há aumento da intensidade e duração da precipitação, uma vez que as massas de ar condensam à medida que ascendem; no entanto, existe um patamar acima dos 2000 m, a partir do qual há diminuição da precipitação, precisamente devido à diminuição da concentração de vapor com a altitude (Barry, 1992). O aumento da precipitação com a altitude foi demonstrado por Pockels em 1901. Salienta-se que, apesar da altitude ser um factor explicativo importante para as áreas onde ocorre mais precipitação, outros factores devem ser considerados, como as características físicas das massas de ar, as condições sinópticas, a altura da base das nuvens e a forma da topografia (Barry, 1992; Whiteman, 2000; Barry e Chorley, 2003). Segundo Yoshino (1974) o máximo de precipitação ocorre a meia vertente, em particular onde a vertente tem maior declive ou, então no sector que se destaca no perfil da vertente.

Para além dos aspectos referidos, existem também variações sazonais nos locais onde a precipitação é mais elevada. Nomeadamente a altitude da precipitação máxima, que é mais elevada no Verão do que no Inverno (Yoshino, 1974). Também existem variações regionais na altitude da precipitação máxima, sendo inferior a 1000 m nos trópicos, e de 1400 a 1500 m nas zonas temperadas (Yoshino, 1974).

Vários trabalhos desenvolvidos em áreas de montanha nos trópicos levaram a que Weishet (1969), citado por Yoshino (1974) conclui-se, que o andar de precipitação máxima ocorre entre 900 e 1400 m nas zonas tropicais húmidas, diminuindo depois com a altitude, cerca de 100 mm/100 m. Sarmiento (1986) apresenta exemplos da diminuição da precipitação nas montanhas intertropicais entre os 400 e os 800 m de altitude nos Andes tropicais. Segundo Weischet (1965) citado por Yohsino (1975), a zona de maior precipitação é mais difícil de

determinar nas médias e elevadas latitudes; no entanto os quantitativos mais elevados de precipitação ocorrem na fachada exposta ao vento (Whiteman, 2000). Barry (1992) salienta, precisamente a importância da exposição das vertentes a barlavento ou sotavento às massas de ar.

Lauscher (1976) citado por Barry (1992) utilizou séries longas de 1300 estações meteorológicas espalhadas pelo mundo para construir perfis verticais de precipitação, e observou 4 tipos de comportamentos distintos (Fig. 1.6): o tipo tropical, em que há um máximo de precipitação entre os 1000 e os 1500 m de altitude; o tipo equatorial em que há diminuição da precipitação com a altitude, e o máximo ocorre junto ao mar; o tipo de transição, nas regiões inter-tropicais, que depende de condições locais; o tipo das latitudes médias, em que a precipitação aumenta com a altitude; e o tipo das zonas polares, em que a precipitação diminui com a altitude, ocorrendo o máximo junto ao mar.

Geiger (1961) salienta também que a distribuição da precipitação é feita de forma muito variável devido à influência do vento e da exposição das vertentes. Por exemplo Svensson *et al.* (2002) num estudo sobre a precipitação efectuado no sul da Escócia, a uma altitude que varia entre os 800 e os 900 m, e a uma distância da costa de 40 km, observou que os máximos são registados nas vertentes expostas a Oeste nas primeiras horas da manhã devido, ao efeito associado da orografia e do arrefecimento radiativo durante a noite.

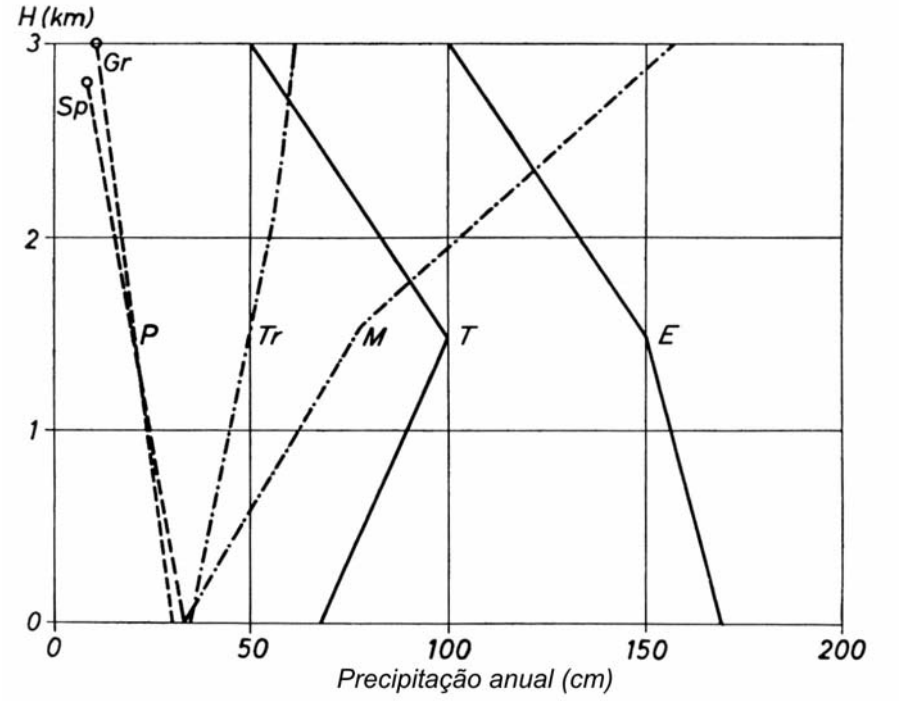


Figura 1.6 - Variação da precipitação média anual com a altitude nos climas equatoriais (E), nos tropicais (T), a latitudes médias (M), nas zonas polares (P) e um padrão de transição entre os 30 e os 40ºN (Tr) (adaptado de Barry, 1995, p.233, adaptado de Lauscher, 1976).

Outra característica frequente nas áreas de montanha é a presença de uma cobertura nebulosa devido ao facto de as massas de ar serem obrigadas a subir quando encontram o obstáculo, o que induz a condensação. Este processo pode ser acentuado pela convecção originada pelo aquecimento diurno das vertentes (Barry, 1992). A intensidade das precipitações orográficas vai depender, segundo Swyer (1956), citado por Barry (1992), das características das massas de ar e dos organismos sinópticos, bem como das características locais das vertentes e dos processos micro-físicos que ocorrem nas nuvens (evaporação e queda das gotas). A quantidade de vapor de água das massas de ar, bem como sua a direcção e velocidade são também factores determinantes para os valores de precipitação registados. Por exemplo, ventos fortes e perpendiculares à direcção de uma montanha podem dar elevadas precipitações quando as massas de ar são húmidas. No caso de sistemas frontais, o tipo de frente, nomeadamente a sua inclinação e direcção, são também importantes no tipo de precipitação (Barry, 1992, citando Poulder, 1936 e Browning *et al.,* 1974 e 1975).

Devido ao gradiente térmico vertical, em altitude a precipitação pode ocorrer sob a forma de neve, que é um elemento importante no clima e que está frequentemente presente, pelo menos, durante certos períodos do ano nas montanhas. Para além de ser importante a sua presença, deve-se considerar também a sua espessura, que aumenta em geral com a altitude, embora existam variações locais, devido à topografia, à influência do vento e a incidência da radiação solar. A topografia, em particular o declive e a exposição podem explicar as diferenças espaciais na distribuição da neve numa montanha. Por exemplo, a exposição ao quadrante Norte, no Hemisfério Norte, contribui para a manutenção da neve por períodos mais longos, uma vez que a radiação de pequena onda incidente é também inferior. Um outro aspecto é o resultado da acção do vento sobre topografias irregulares, que contribui para diferentes taxas de acumulação e redistribuições muito significativas da neve. Esta terá tendência para se acumular preferencialmente em áreas deprimidas, e a sotavento dos obstáculos, e para sofrer deflexão a barlavento e nos locais de relevo convexo (Yoshino, 1974). A espessura da neve é também influenciada pelo nível da inversão térmica no fundo dos vales, que pode contribuir para a manutenção da sua cobertura durante períodos mais longos. Segundo Geiger (1961) a topografia é a variável com maior influência no degelo nas áreas de montanha, reflectindo-se de ano para ano o padrão espacial de fusão em datas, que todavia podem diferir, aspecto que é significativo quando se pretende estudar os climas locais.

Cabe ainda salientar que o vento é também um elemento climático importante particularmente nos fluxos de humidade e de calor entre os vales e os interflúvios. De uma forma geral, a velocidade do vento aumenta com a altitude, uma vez que o efeito de fricção da

superfície é menor. A velocidade do vento pode ainda aumentar por influência da topografia (Geiger, 1961 e Whiteman, 2000), aspecto que é analisado no ponto seguinte.

1.7. OS VENTOS REGIONAIS DE GÉNESE OROGRÁFICA

A influência do relevo no fluxo das massas de ar dá origem a mecanismos térmicos e dinâmicos, que podem ser estudados a várias escalas. São mecanismos relacionados com o facto de as montanhas forçarem, em muitas situações, o ar a ascender e a ultrapassá-las o que têm como resultado a modificação adiabática da temperatura das massas de ar. A influência das barreiras orográficas faz-se sentir a várias escalas, e por exemplo, a nível planetário podem modificar os fluxos, à escala sinóptica, podem influenciar os sistemas frontais, e à escala local, produzem efeitos gravíticos (Barry, 1992 e Beniston *et al.,* 1997).

1.7.1. Os ventos modificados pela topografia

Na escala planetária, as cadeias montanhosas formam barreiras que aumentam o atrito das massas de ar, podendo também bloquear a sua progressão ou causar modificação da sua direcção. As mudanças forçadas no percurso resultam na modificação da energia dos fluxos, nomeadamente através da formação de nuvens e de precipitação (Barry, 1992 e Beniston *et al.,* 1997). Aliás, as modificações no fluxo, induzidas pelas montanhas, juntamente com os contrastes térmicos entre o oceano e o continente, são responsáveis pelas ondas planetárias estacionárias na troposfera, mais frequentes no Inverno. Estas reflectem-se em episódios de bloqueio sazonal, que podem ocorrer em várias regiões traduzindo-se em anomalias na temperatura e na precipitação e que estão directamente relacionados com a presença de montanhas (Beniston *et al.,* 1997).

No que respeita à escala sinóptica, a principal influência das montanhas faz-se sobre a estrutura dos sistemas frontais, especialmente porque quando uma frente quente encontra uma montanha, o seu declive é geralmente sub-paralelo ao da vertente a barlavento. Por essa razão, o ar pode ficar retido a barlavento, atrasando a passagem da parte inferior da frente, e podendo levar a que a nebulosidade e a precipitação sejam mais prolongadas na vertente a barlavento (Barry, 1992). As frentes frias também são atrasadas no seu percurso normal, porque o vento na camada inferior é mais lento, uma vez que as massas de ar são mais frias e densas, podendo o ar frio preencher as depressões (Fig. 1.7). É de notar que o efeito da montanha é mais acentuado se as frentes se aproximarem de forma perpendicular em relação à montanha.

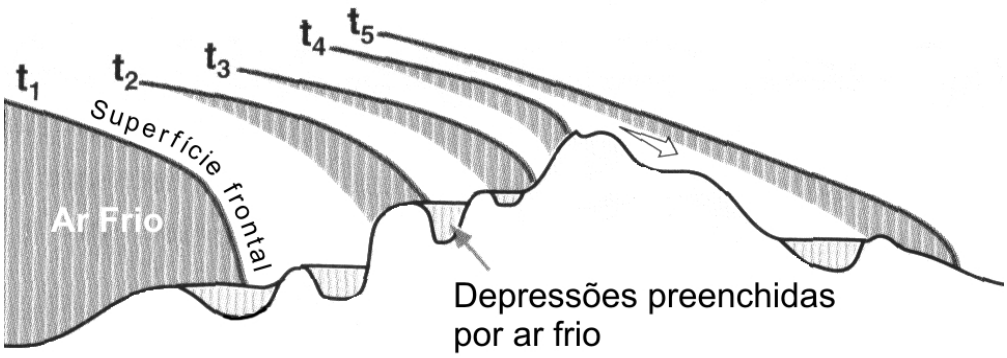


Figura 1.7 – Atraso na progressão das frentes quando encontram uma barreira montanhosa (t_1 a t_5, são intervalos de tempo regulares que mostram a diminuição da velocidade). De notar que o ar frio fica retido nas áreas deprimidas. Depois de ultrapassarem a montanha as frentes sofrem uma aceleração (Whiteman, 2002, p. 161).

Além da influência no movimento das superfícies frontais, as montanhas afectam também o campo de pressão, sendo este superior em cerca de 10 hPa à superfície na vertente exposta a barlavento do que na vertente a sotavento. Devido ao efeito de Coriolis, a influência da orografia no campo de pressão traduz-se ainda, a barlavento da montanha, na deflexão do vento para a esquerda no Hemisfério Norte, o que contribui para acentuar o papel da ciclogénese a barlavento (Barry e Chorley, 2003).

O modo como as montanhas afectam os fluxos das massas de ar depende essencialmente de quatro factores principais: a dimensão, a orientação, a forma e as características das massas de ar (Daveau, 1977 e 1978, e Barry, 1992).

A dimensão compreende a altura, o comprimento e a largura da montanha. O efeito da altura, em relação às áreas envolventes, que na bibliografia anglo-saxónica, é denominado relevo relativo, foi tomado em consideração na bibliografia científica, a partir da década de 1920 (Barry, 1992). Para avaliar o seu efeito, deve ser considerado o modo como a altura varia ao longo da cadeia, e não a altura média. É uma variável particularmente importante, porque a espessura de atmosfera perturbada pela topografia é de cerca de metade do relevo relativo (Barry, 1992). A influência do relevo relativo no fluxo do ar, ou nos elementos climáticos faz-se sentir mesmo em pequenas elevações de 50 m ou mesmo menores (Barry, 1992).

Quanto ao comprimento, é significativo realçar a sua relação com o vento regional, nomeadamente quando o fluxo é perpendicular ao eixo da montanha, e o efeito resultante depende do grau de perturbação nas massas de ar, podendo criar condições para a divergência, ascensão ou deflexão do fluxo. Quando o fluxo é divergente a barlavento, o ar pode voltar a convergir a sotavento. Para além disso, os fluxos de vento, ao atravessar a montanha, podem

também ser canalizados ao longo de vales e portelas (Whiteman, 2000). A acção da largura relaciona-se com a possibilidade de acentuar o efeito de barreira das montanhas (Barry, 1992).

Salienta-se que, para o fluxo ultrapassar e não contornar uma barreira topográfica, é necessário que tenha energia cinética suficiente para contrariar a o efeito da gravidade (Barry 1992 citando Stringer 1972). É ainda importante referir que além das características topográficas, o grau de estabilidade e a velocidade de uma massa de ar, vão influenciar significativamente o modo como ela se comporta ao contactar com uma montanha. Quando a massa de ar é estável, ela pode ser obrigada pelo relevo a subir, a contorná-lo, ser canalizada, ou pode mesmo, ficar bloqueada. Em geral, quanto mais estável é uma massa de ar, maior vai ser a sua resistência. Pelo contrário, uma massa de ar instável ultrapassa facilmente os obstáculos (Daveau, 1977e Whiteman, 2000).

A forma e orientação das montanhas também influenciam o comportamento das massas de ar que delas se aproximam. Se a montanha for alongada numa direcção perpendicular ao fluxo atmosférico, ou se apresentar uma disposição côncava a barlavento, a progressão da massa de ar mantém-se e ultrapassa a montanha. Já nos casos em que as montanhas são paralelas, obliquas ou convexas em relação à direcção predominante do vento, as massas de ar mudam frequentemente de direcção, havendo menores perturbações de componente vertical no fluxo (Whiteman, 2000). Para além do efeito no fluxo dominante, a orientação das montanhas, que se traduz nas diferentes exposições das vertentes à radiação solar, vai influenciar os regimes da temperatura, da evaporação, da convecção e dos ventos de origem térmica. Por exemplo, a orientação de grande parte das montanhas nos Alpes faz com que o limite das neves perpétuas seja 200 m mais elevado nas vertentes expostas a Sul que nas expostas a Norte (Barry, 1992).

Em síntese, a zona de influência climática de uma montanha, na escala regional, faz-se sentir nas áreas afectadas pela deflexão vertical e horizontal do fluxo de ar, bem como nas modificações da velocidade do vento e no aquecimento da atmosfera induzidos pela superfície (Barry, 1992).

Acrescenta-se ainda, que o comportamento do fluxo de vento ao encontrar um obstáculo depende do perfil vertical da velocidade do vento, bem como da sua estabilidade e das características do obstáculo. Uma barreira perpendicular ao fluxo, no caso de uma atmosfera estável, pode dar origem a quatro tipos de efeitos, de acordo com o perfil vertical do vento (Forchgott, 1949 citado por Barry 1992, figura 1.8): quando o vento é fraco e constante com a altura, a massa de ar ultrapassa suavemente o topo da barreira, formando um escoamento laminar (*Laminar streaming*); quando o declive das vertentes é superior a 17º, os fluxos não conseguem ajustar-se à topografia, separam-se da superfície, formando uma zona de baixa

pressão, que aspira parte do fluxo, gerando vórtices (Oke, 1987); quando o vento é forte e aumenta de velocidade em altura, gera-se uma separação em relação ao fluxo dominante, formando-se *eddies*[2] a sotavento da barreira; finalmente, com um maior aumento da velocidade do vento em altitude, formam-se ondas estacionárias (*lee waves*), às quais estão associadas nuvens que podem estender-se para sotavento da montanha, até uma distância que pode ir até 25 km, dependendo da dimensão da montanha, e desde que o fluxo não sofra modificações.

No caso de haver separação do fluxo do vento da superfície, esta é favorecida em condições de instabilidade térmica e é inibida pelo arrefecimento à superfície (Barry, 1992). Tampieri (1987) citado por Barry (1992) calculou a localização da separação do fluxo para diferentes condições de estabilidade e para diferentes formas de vales, tendo verificado que a separação geralmente se dá a menor altitude em situações de vertente, do que em relevos isolados.

Nas situações em que ocorre a separação do fluxo de vento, podem formar-se vórtices individuais abaixo das cristas das ondas, sendo de notar que a ocorrência de ressaltos e de sectores com declive muito forte nas vertentes, aumenta significativamente a turbulência. Os ressaltos podem mesmo levar a que, na base das vertentes a sotavento, se separem do fluxo principal *eddies*, *rotors*[3] e *bolsters* [4](Fig. 1.9-B). No caso de existir um vale transversal ao fluxo de vento dominante, pode formar-se um *eddy* no vale, sem que haja modificação do fluxo a maior altitude (Oke, 1987).

Numa análise bidimensional, Oke (1987) refere que, quando uma massa de ar atravessa cristas, se verifica um aumento da velocidade do fluxo no topo; pelo contrário, quando o fluxo cruza um vale, há diminuição da sua velocidade, atingindo-se o valor mínimo junto do solo (Fig. 1.9-A). Isto quer dizer que modificações rápidas da topografia, originam velocidades do vento máximas próximo da superfície nas áreas altas, e mínimas nas áreas baixas, tanto a barlavento como a sotavento do obstáculo. Considerando três dimensões, quando uma massa de ar encontra uma elevação: a velocidade do fluxo aumenta próximo da superfície, atingindo-se o máximo junto ao topo e o mínimo a sotavento do obstáculo. No caso de

[2] *Eddies* – Turbilhão a sotavento (*lee eddie*) ou a barlavento (*bloster eddie*) de um obstáculo devido a irregularidades na pressão, com sentido oposto ao fluxo dominante (Ahrens, 2003, p. g-5).
[3] *Rotors* – São *eddies* turbulentos que se formam no percurso descendente de uma massa de ar que se desloca sobre uma montanha e que criam condições de instabilidade a sotavento do obstáculo (Ahrens, 2003, p. g-12).
[4] *Bolsters* – Circulação a barlavento de um obstáculo, com direcção diferente e velocidade inferior à do fluxo dominante. Tratam-se de ventos fracos e instáveis (Oke, 1987, p. 184).

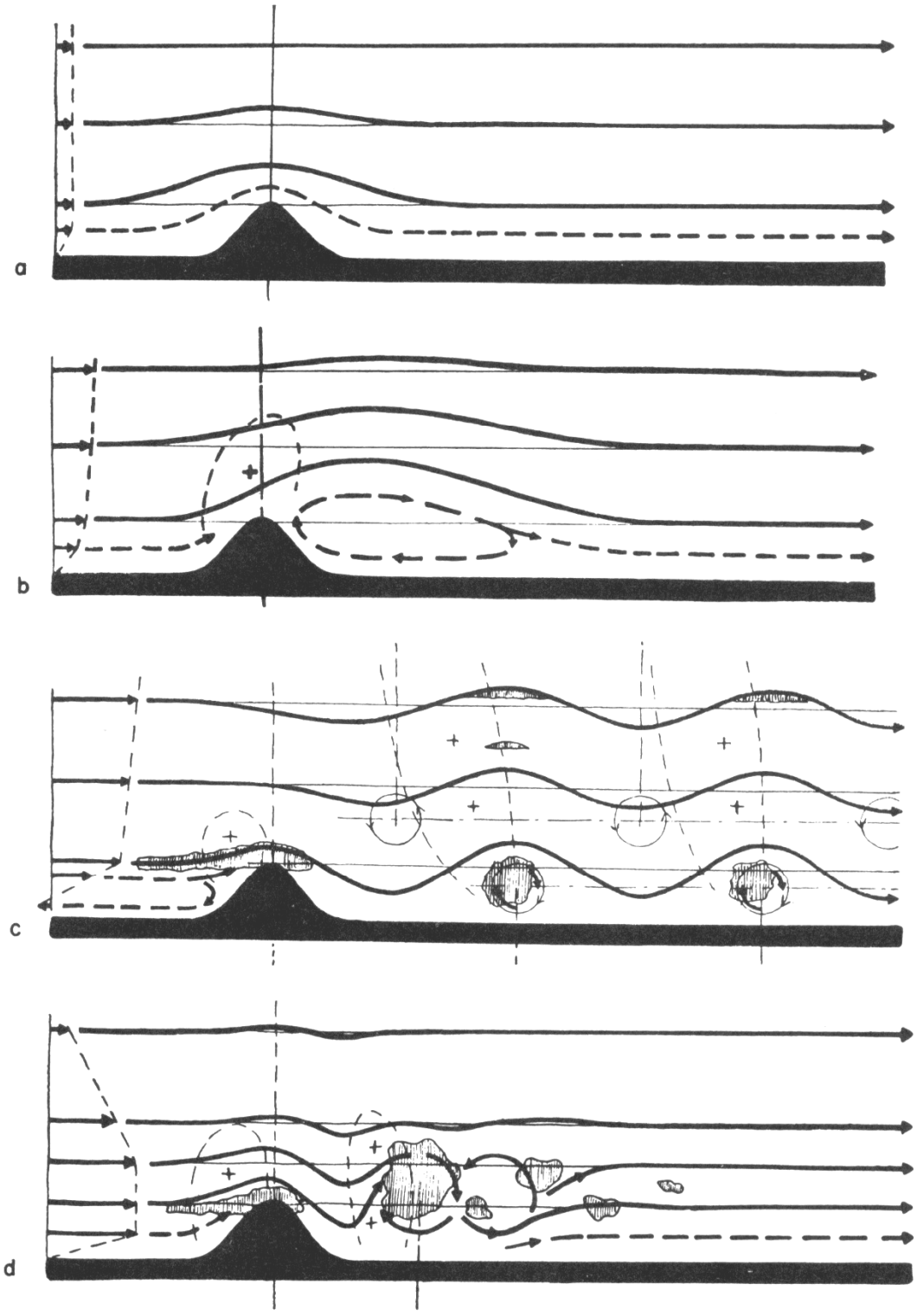


Figura 1.8 – Tipos de fluxo resultantes do efeito das montanhas. (a) fluxo laminar, (b) fluxo com um *eddy*, (c) onda estacionária com formação de nuvens na crista e de nuvens do tipo rotor, (d) fluxo turbulento (Barry, 1992, p. 127).

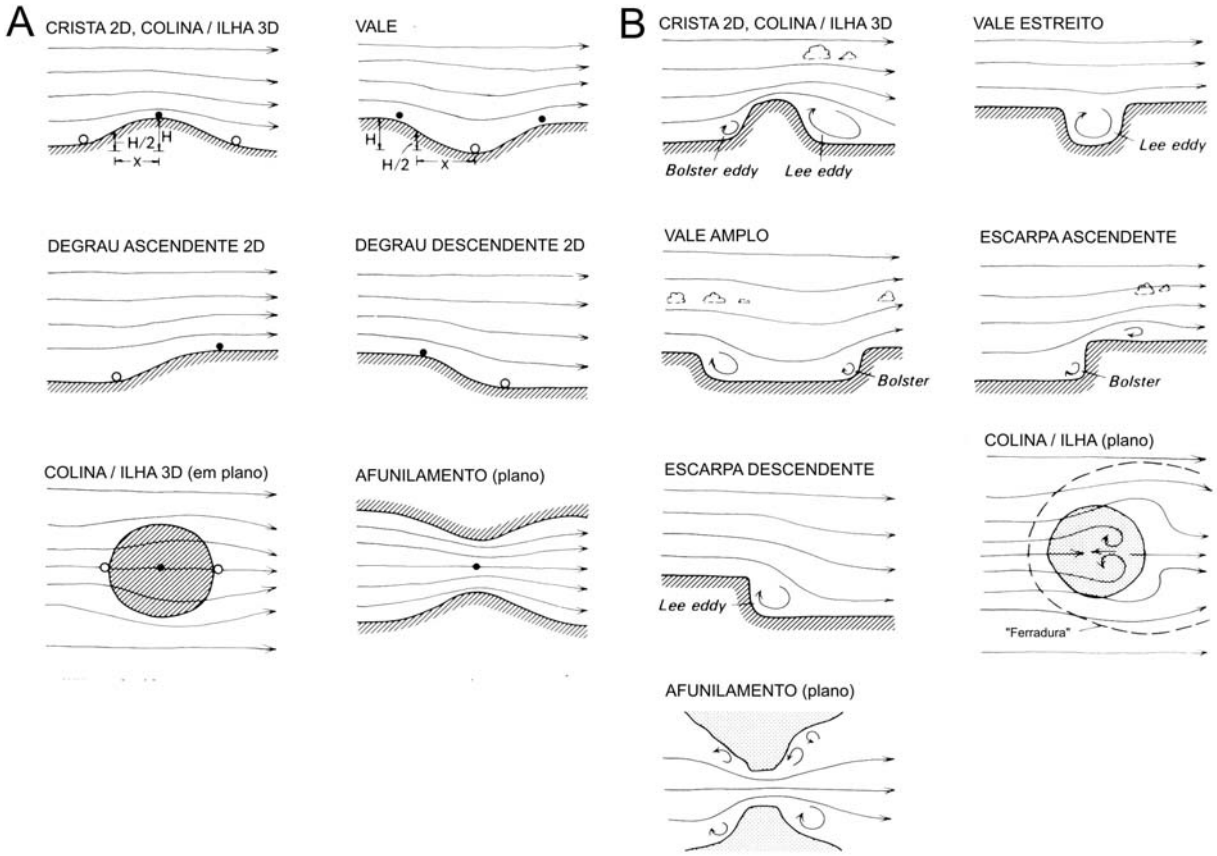


Figura 1.9 - Deformações dos fluxos do vento sobre formas de relevo regulares (A) e irregulares (b) (adaptado de Oke, 1987, p. 183 e 185). Os círculos a preto correspondem aos locais de velocidade máxima e os brancos aos de velocidade mínima.

um vale com variações na sua largura, devido a efeitos de canalização, a velocidade do vento aumenta no sector mais estreito (Fig.1. 9-A).

Quando o fluxo se faz sobre topografias acidentadas, com declives de vertentes superiores a 17º, há separação do fluxo principal, formando-se fluxos secundários (Oke, 1987; Fig. 1.9-B). Em situações em que uma massa de ar se aproxima de uma montanha surgem diferenças de pressão ao longo da vertente a barlavento e o fluxo principal ascende em direcção às baixas pressões atingido velocidade máxima no topo. Mas parte do fluxo irá sofrer uma deflexão e será puxado para a base da vertente, formando um *bolster eddy*, ou mesmo vórtices. Nestes últimos, o ar desloca-se em sentido contrário ao fluxo dominante, e o resultado são ventos fracos, perturbados e instáveis. No topo da vertente, o fluxo sofre separação, formando-se *eddies* a sotavento, com fluxos fracos e instáveis de direcção contrária. Quando o fluxo passa por cima de um vale estreito pode afundar-se sem que haja ajustamento, podendo-se criar uma separação do fluxo que forma um *lee eddy*.

Num vale amplo, mas com vertentes declivosas, ocorre geralmente subsidência do ar, e pode ser uma área onde há menor presença de nuvens. Pode também haver separação do fluxo formando-se vórtices a sotavento e a barlavento.

No caso de o fluxo se deslocar sobre uma superfície plana e encontrar uma escarpa a sotavento ou a barlavento, vai ocorrer um processo de separação de fluxo junto à base e, caso o movimento do ar seja ascendente, a separação ocorre também junto ao topo.

Quando se considera uma montanha isolada a três dimensões, observa-se que esta pode causar o aumento da velocidade do fluxo na ascensão e que, caso haja separação do fluxo à volta do relevo, se podem formar *lee waves* instáveis a sotavento.

No caso de um vale com um estreitamento, há separação do fluxo, com formação de *bolsters* e *eddies* antes e depois da área de estrangulamento.

Seppällä (2002) estudou a influência dos vales no fluxo do vento durante o Verão, no Norte da Finlândia, e observou que só os ventos fortes, com velocidade superior a 7 m/s não são influenciados pela topografia do vale, independentemente da orientação do fluxo sinóptico.

1.7.2. Os ventos catabáticos

Quando as situações sinópticas são favoráveis ao desenvolvimento dos efeitos mecânicos e termodinâmicos, que a topografia induz no fluxo do vento, podem ocorrer ventos catabáticos, que descem a vertente a sotavento. Essas condições ocorrem quando massas de ar estáveis associadas a ventos fortes, que aumentam de velocidade com a altitude, atravessam as montanhas (Whiteman, 2000). Tratam-se de ventos com carácter regional e, dada a sua elevada frequência de ocorrência são-lhes atribuídas diferentes designações regionais, das quais as mais conhecidas são o Föhn (Alpes), o Chinook (Montanhas Rochosas, EUA) e o Bora (Alpes Dináricos).

A velocidade dos ventos catabáticos varia geralmente entre 22 e 45 m/s, tratando-se de ventos fortes causados por acentuados gradientes de pressão entre as vertentes a barlavento e a sotavento. As altas pressões ocorrem nas primeiras e as baixas pressões ocorrem nas segundas, e é esse gradiente que alimenta o movimento. O Föhn começou a ser estudado nos Alpes europeus em 1866 por Hann (Barry, 1992). É um vento quente, causador do aumento da temperatura e da diminuição da humidade nas vertentes a sotavento, características que induzem a rápida fusão da neve, facto pelo qual a versão norte-americana do Föhn, o Chinook, é conhecido por *snow eater*.

O mecanismo clássico de formação do Föhn inicia-se com a ascensão forçada de uma massa de ar, quando esta encontra uma montanha (Fig.10). Caso a massa de ar não esteja saturada, vai arrefecer segundo um gradiente de cerca de -0,9ºC/100 m até atingir o nível de condensação (Barry, 1992). A partir daí, existem condições teóricas para a formação de nuvens e o arrefecimento associado à redução da pressão atmosférica, origina a mudança de fase do vapor de água, e consequentemente à libertação de calor latente de condensação. Este mecanismo resulta numa redução da temperatura mais lenta, segundo um gradiente médio de cerca de -0,5ºC/100 m. Ao ultrapassar o topo da montanha, a massa de ar vai descer e aquecer, deixando de estar saturada, o que origina um aquecimento mais acentuado segundo uma compressão adiabática de 0,9ºC/100 m. Este processo resulta num rápido aumento da temperatura a sotavento, a partir do momento em que se inicia a descida da massa de ar. Crowe (1971) refere que numa situação de Föhn moderado foi registada a temperatura de -3ºC a sotavento, e que a massa de ar a barlavento, depois de uma descida de 1640 m se encontrava a 15ºC.

É interessante notar que o efeito de Föhn pode ocorrer sem haver condensação a barlavento, situação típica de condições anticiclónicas. Esse tipo de Föhn ocorre quando há uma inversão térmica no sector inferior da montanha a barlavento, e o fluxo de ar ultrapassa a montanha sem haver condensação. Ao descer a vertente a sotavento, o ar aquece por compressão adiabática, atingindo temperaturas superiores às verificadas a barlavento à mesma altitude. Nestes casos, as massas de ar frio ficam bloqueadas a barlavento e só o sector mais quente acima da inversão é que consegue ultrapassar a montanha (Simpson, 1994). Salienta-se que este mecanismo pode impedir a acumulação de ar frio nos vales a sotavento. Este tipo de Föhn foi caracterizado por Čadež (1964 e 1967) citado por Yoshino (1974).

Outro vento do tipo catabático é o Bora. Trata-se de um vento seco e frio que sopra nos Alpes Dináricos em direcção ao Mar Adriático, mas ao contrário do Föhn origina uma diminuição da temperatura a sotavento. Isso deve-se ao facto de as massas de ar serem muito frias, e por isso ficam parcialmente bloqueadas a barlavento das montanhas. Apenas parte do fluxo ultrapassa a montanha e desce rapidamente a vertente a sotavento, causando arrefecimento do ar (Simpson, 1994). É um vento geralmente mais intenso no Inverno e tem velocidades superiores a 40 m/s. Existem outros ventos com génese semelhante, mas adquirem diferentes designações regionais: o Cierzo entre a Cordilheira Cantábrica e os Pirinéus; o Tramontana nos Pirinéus; o Mistral que sopra entre o Maciço Central e o Jura; o Bise que sopra entre o Jura e os Alpes; o Kosava entre os Cárpatos e os Alpes Dináricos; o Novorossik nas costas do Mar Negro e do Lago Baical; o Helm em Inglaterra e o Orochi no

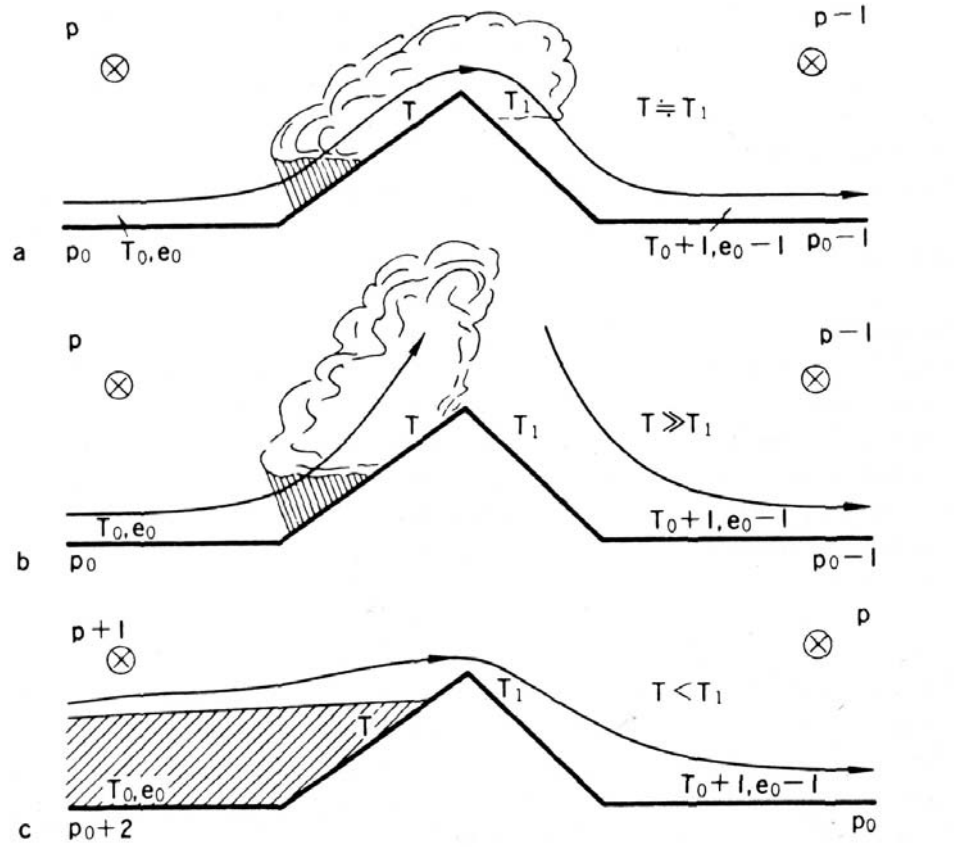


Figura 1.10. – Os tipos de Föhn. (a) – Föhn ciclónico numa atmosfera estável, mas com vento forte, (b) – Föhn ciclónico numa atmosfera menos estável, (c) – Föhn anticiclónico. T- temperatura do ar, P- pressão atmosférica, e- vapor de água. (Barry, 1992, p.148).

Japão. Contudo o Orochi também pode ser do tipo Föhn (Yoshino, 1974; Simpson, 1994 e Whiteman, 2000).

Por último, existem ainda ventos catabáticos, a maior escala, associados a escoamento sobre superfícies de gelo e de neve nas margens dos inlandsis continentais (Oke, 1987). Estes são ventos de gravidade que escoam ao longo de uma superfície inclinada, e que se distinguem da drenagem nocturna de ar frio por ocorrerem em áreas mais vastas e por estarem associados a questões dinâmicas como a força de Coriolis. Estes ventos ocorrem na Gronelândia, e na Antárctida, sendo particularmente frequentes nesta última região, pois no continente ocorre, de modo persistente, uma forte inversão térmica que alimenta fluxos de gravidade, que escoam ao longo das vertentes do inlandsis, desde os pontos mais elevados do continente até às regiões costeiras. A velocidade dos ventos catabáticos é menor nas áreas de maior altitude, e na Antárctida, devido às longas distâncias percorridas, o ar sofre uma rotação de 45º para esquerda devido à força de Coriolis. Uma área sujeita a ventos catabáticos, pode passar, em poucos minutos, de uma situação de vento fraco, a ventos com 50 m/s (Hansom e Gordon, 1998).

1.8. A INFLUÊNCIA DA TOPOGRAFIA NOS CLIMAS

Como referimos no início do capítulo, os climas locais das montanhas reflectem fundamentalmente os efeitos climáticos da topografia, facto pelo qual esta escala de análise é designada por vários autores, por escala topoclimática. Contudo, naturalmente, embora prevaleçam os efeitos causados pelo relevo, os factores que controlam os climas à escala regional exercem também influência significativa nos climas locais. Para compreender os fenómenos à escala local, é necessário conhecer o que se passa à escala regional. Dos factores mencionados, é de notar a importância da altitude, e do seu efeito sobre as temperaturas do ar, em particular no que se refere aos gradientes térmicos verticais, que como veremos, quando analisados à escala local, se tornam mais complexos e variáveis, tanto temporalmente, como espacialmente. Neste ponto serão aprofundados essencialmente os efeitos causados pela variabilidade das características topográficas das áreas de montanha, que se vão manifestar através de dois efeitos fundamentais: por um lado, o efeito relacionado com a variação da radiação solar incidente; e por outro, a geração de ventos locais (Oke, 1987).

A influência da topografia manifesta-se de forma diferente de dia e de noite. Na escala local, durante o dia, os climas das montanhas, em particular em situações de estabilidade atmosférica, são determinados pela quantidade de calor que as superfícies recebem, e pelas correntes de compensação que daí resultam, como as brisas de vale e os ventos ascendentes de vertente (anabáticos). Deste modo, em dias de estabilidade atmosférica, com céu limpo e vento fraco, pode considerar-se que o factor topoclimático mais importante é a orientação das vertentes à radiação solar recebida.

A intensidade de radiação potencial incidente numa vertente depende da altitude, da declinação e altura do Sol, e do declive e orientação das vertentes (Geiger, 1961), bem como dos efeitos de obstáculo e de auto-ocultamento (Felicísimo, 1994; Oke, 1987; Vieira, 2000 e Mather, 2004). Já no que se refere à radiação solar real, ela depende ainda das condições meteorológicas, em particular da nebulosidade e da turbulência atmosférica (Fallot *et al.,* 1989).

Durante a noite, em situações de estabilidade atmosférica, dá-se o arrefecimento radiativo, que origina movimentos descendentes do ar (brisas de montanha e ventos catabáticos). Estes ventos de origem térmica vão regular a distribuição das temperaturas. Durante a noite, os factores mais importantes na distribuição das temperaturas, são assim, a topografia e a altitude (Geiger, 1961).

Em termos médios, a temperatura do ar diminui com a altitude, mas a posição topográfica pode modificar esta tendência. Os fundos de vale durante o dia têm uma temperatura máxima superior à dos topos. No entanto, durante a noite o comportamento das temperaturas depende das condições atmosféricas. Em caso de instabilidade atmosférica verifica-se a diminuição da temperatura com a altitude, mas em situações de estabilidade, podem ocorrer inversões térmicas junto à superfície (Fig. 1.11, Geiger, 1962; Yoshino, 1974; Barry, 1992; Alcoforado, 1993; Lopes, 1995: Mora *et al*. 2001). Alías, nos modelos de previsão de temperaturas, em situações anticiclónicas, o arrefecimento nocturno é superior nas áreas deprimidas, do que nas áreas planas ou nos topos das montanhas (Hogan e Ferrick, 1997 citando Maki *et al.*, 1986, Komdo, 1986 e Maki e Harimaya, 1988).

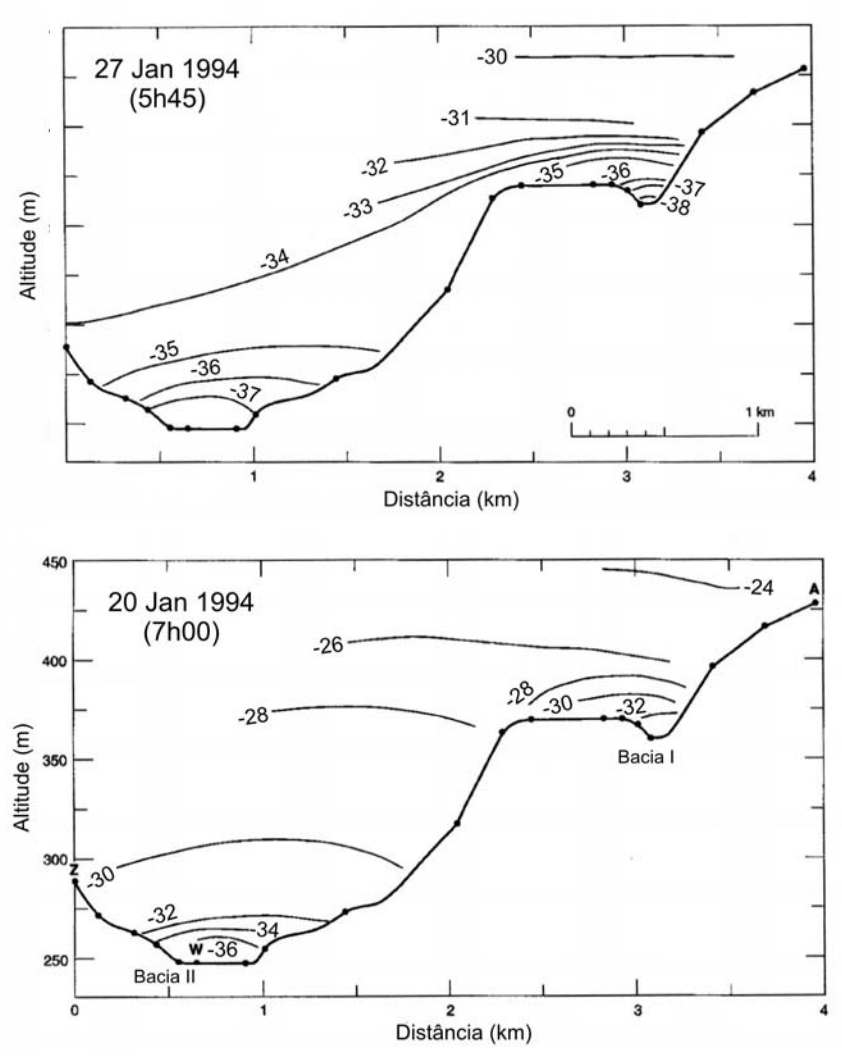


Figura 1.11 – Isotérmicas negativas de temperaturas do ar inferidas de 20 a 27 de Janeiro de 1994, com base em registos de temperatura a 100 e a 300m de altura em relação ao fundo de vale do rio Connecticut (E.U.A., Hogan e Ferrick, 1997).

Grande parte dos trabalhos sobre gradientes térmicos verticais têm a limitação de só considerarem dados de duas posições topográficas (geralmente bases de vertente e interflúvios), não sendo, por isso, avaliada a real variação altitudinal da temperatura ao longo de transectos, nem considerando diferentes posições topográficas e exposições (Barry, 1992). Ora, o gradiente térmico altitudinal, calculado a partir de vários pontos ao longo das vertentes, é geralmente diferente do que o que se apoia em apenas dois pontos. Facto que se deve, principalmente, à influência das inversões térmicas que se formam no fundo dos vales. Este aspecto é mais importante no Inverno, quando as inversões se manifestam com maior intensidade, traduzindo-se num gradiente térmico vertical menor (Yoshino, 1975; Geiger, 1961 e Barry, 1992). Salienta-se que, até ao topo da inversão térmica, a temperatura aumenta com a altitude e que, a partir daí, isto é, desde o nível da cintura térmica[5] a temperatura começa a diminui com a altitude. Salienta-se ainda que a altura da inversão é variável ao longo do ano e da noite (Nakamura, 1989; Lopes, 1995). No Verão a altura da inversão diminui, o que se traduz na descida em altura da cintura térmica, podendo mesmo não haver lago de ar frio no fundo de vale (Barry, 1992).

Em termos médios, a amplitude diurna do gradiente térmico vertical diminui com a altitude. No entanto, a complexidade do terreno e o facto de existirem inversões nocturnas torna difícil determinar gradientes térmicos verticais reais em áreas de montanha. Barry (1992) refere que se pode mesmo considerar que em situações de estabilidade atmosférica, os gradientes térmicos verticais médios diários em áreas de montanha, não são reais, porque durante o dia dominam as condições adiabáticas e durante a noite há a influência das inversões nocturnas nos fundos de vale. Estas diferenças térmicas diurnas e nocturnas dão origem a brisas, que vão contribuir para a complexidade da variação térmica da temperatura nas montanhas.

1.8.1. A exposição das vertentes e a radiação solar incidente

A exposição é um dos factores mais importantes nos topoclimas de montanha, pois dela depende, em larga medida, a quantidade de radiação solar recebida pelas vertentes. Esta última depende do ângulo entre os raios solares e a vertente, dado pela lei do co-seno da iluminação (Fig. 1.12-A; Oke, 1987):

$$\hat{S} = S_i \cos\Theta$$

[5] A cintura térmica corresponde à faixa altitudinal nas vertentes, com temperaturas mais elevadas durante a noite em noites de estabilidade atmosférica (Oke, 1987).

Em que Ŝ é a intensidade do fluxo de radiação incidente numa vertente, Si é a intensidade do fluxo de radiação numa superfície perpendicular aos raios solares, e Θ é o ângulo entre os raios solares e a normal à superfície da vertente.

A figura 1.12-B mostra que as vertentes que recebem mais radiação solar directa têm valores de Θ de 0 e consequentemente, cosΘ de 1. Por outro lado, as vertentes que recebem menos radiação são as que têm valores de Θ de 90º e cosΘ de 0. Salienta-se, que até valores de Θ de cerca de 30º, a radiação incidente é uniformemente elevada, mas acima desse valor, a radiação incidente desce rapidamente (Oke, 1987).

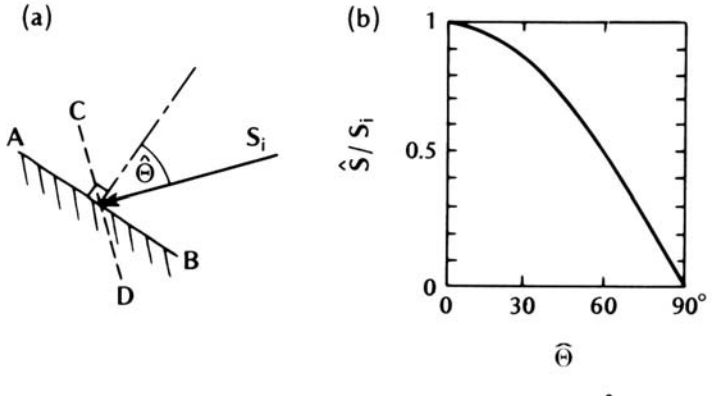


Figura 1.12 – Lei do co-seno da iluminação. (A) Cálculo do ângulo Θ entre a superfície e os raios solares. (B) Variação da razão entre a intensidade do fluxo radiativo (Ŝ) e a radiação numa superfície perpendicular aos raios solares (S_i), em função do ângulo Θ (Oke, 1987, p. 171).

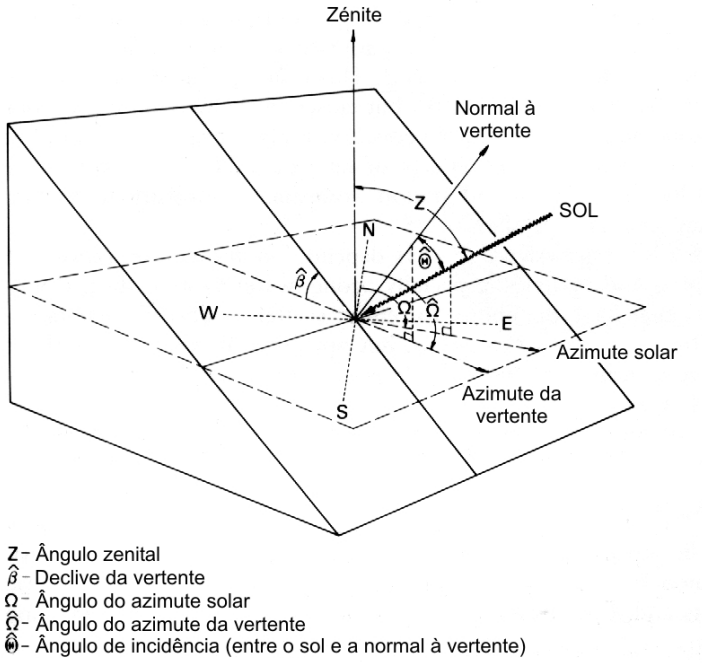


Figura1.13 - Geometria da radiação solar incidente num plano de uma vertente (Oke, 1987, p.346).

Contudo, a lei do co-seno da iluminação apenas permite estimar intensidades de fluxo em situações em que o azimute solar é o mesmo da orientação da vertente, sendo por isso de pouca utilidade prática. Assim, a fórmula usada para obter valores de cosΘ para outras situações, considera o ângulo zenital, o declive da vertente, o ângulo do azimute solar, o ângulo do azimute da vertente e o ângulo entre os raios solares e a normal à vertente (Fig. 1.13, Oke, 1987, p.345):

$$\cos\hat{\Theta} = \cos\hat{\beta}\cdot\cos Z + \operatorname{sen}\hat{\beta}\cdot\operatorname{sen} Z\cdot\cos(\Omega - \hat{\Omega})$$

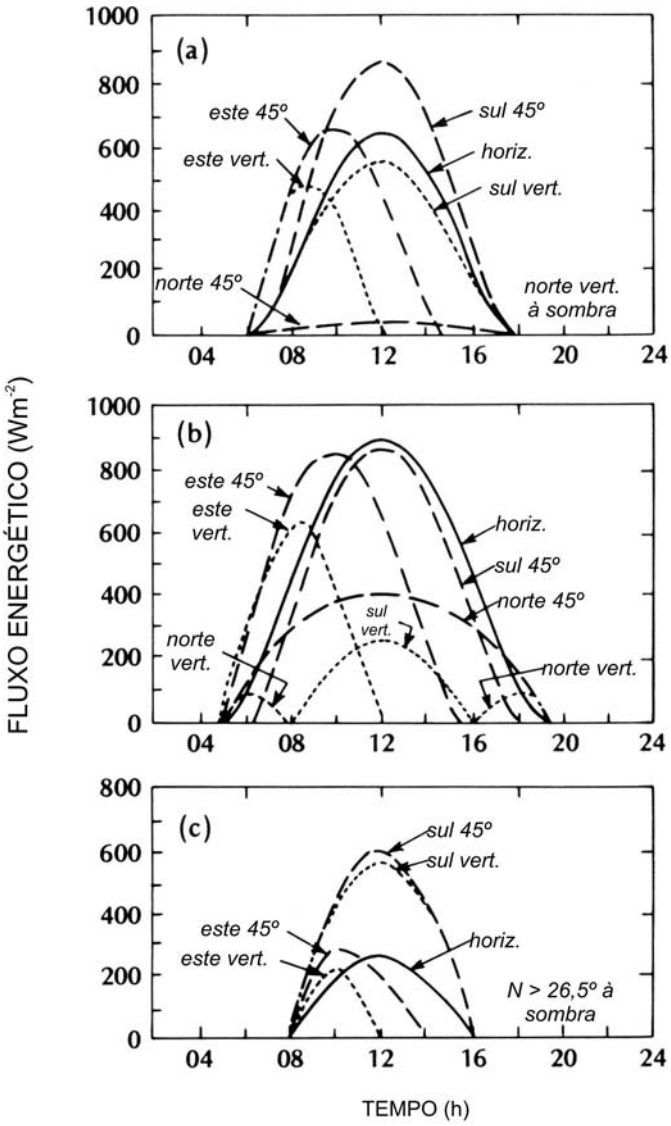


Figura 1.14 – Variação diurna da radiação solar incidente em superfícies com diferentes exposições e declives para 40º de latitude Norte: (A) equinócios; (B) solstício de Verão; (C) solstício de Inverno (c) (Oke, 1987, p. 173).

Para o presente trabalho merecem destaque as variações diurnas da radiação solar incidente em vertentes com diferentes ângulos e exposições à latitude de 40ºN, nos equinócios e nos solstícios (Fig. 1.14-A). Ao meio-dia, nos equinócios, as vertentes com maiores valores de radiação solar potencial incidente são as expostas a Sul e com declive de 40º. As vertentes orientadas a leste têm um comportamento simétrico ao das expostas a Oeste. As primeiras têm um máximo de radiação incidente de manhã, e as segundas ao fim da tarde. As vertentes que recebem menor radiação potencial incidente são as expostas a Norte, sendo de notar que as vertentes verticais se encontram sempre à sombra e as com um declive de 45º recebem valores muito fracos de radiação solar.

No que respeita ao solstício de Verão, as superfícies horizontais e as expostas a Sul com declive de 45º são as que recebem mais energia radiante (Fig. 1.14-B). No entanto, as escarpas expostas a leste são as que começam por receber mais radiação de manhã, seguidas daquelas que têm um declive de 45º, que atingem máximos superiores às primeiras. A partir do meio da manhã, passam a ser as vertentes expostas a Sul que recebem mais radiação. Salienta-se que as vertentes expostas a leste e a Norte são as primeiras a receber energia. Isto é, as vertentes verticais expostas a Norte recebem radiação directa ao nascer do Sol e antes do ocaso, mas no resto do dia só recebem radiação difusa. Quanto às escarpas expostas a Sul, elas recebem radiação directa no período em que as expostas a Norte não recebem. É importante notar que as vertentes expostas a Norte com declive de 45º têm, potencialmente, no solstício de Verão, mais horas de sol do que as expostas a Sul, pois o nascer do Sol e ocaso são a nordeste e noroeste, respectivamente. No entanto, as vertentes expostas a Sul recebem maiores valores totais de radiação solar, facto que se deve ao maior valor do cosΘ (Barry, 1992). Salienta-se por fim que, no Hemisfério Norte, as vertentes mais quentes, não são as expostas a Sul, mas sim as expostas a Sudoeste (Geiger, 1961), porque aquecem mais durante a tarde uma vez que as vertentes já estão mais secas e perde-se menos energia com a evaporação, do que perdem as vertentes expostas a Sudeste de manhã, uma vez que estão mais húmidas.

Ainda a 40ºN, no solstício de Inverno, as vertentes expostas a Norte com declive superior a 26,5º não recebem radiação solar directa e as exposições a Sul são claramente as que recebem valores mais elevados (Fig. 1.14-C).

1.8.2. Ventos gerados pela topografia

Além dos ventos de escala regional, que referimos anteriormente, e que resultam da combinação das condições sinópticas com a topografia regional, como o Föhn e o Bora,

ocorrem ainda ventos de origem térmica relacionados com os regimes radiativos das vertentes. Estes últimos são controlados principalmente pelos factores topográficos acima analisados, e correspondem essencialmente a circulações de ar ascendentes e descendentes ao longo das vertentes e dos vales, tendo por isso, um âmbito local. Wagner (1938, citado por Geiger, 1961) classifica estes tipos de ventos em dois grupos: as brisas de vale e de montanha e os ventos catabáticos e anabáticos. São ventos que se desenvolvem melhor em dias anticiclónicos de Verão (Oke, 1987).

a) Os sistemas de brisas diurnos

Os ventos diurnos nas montanhas são produzidos por diferenças de temperatura, e sopram das áreas com temperaturas mais elevadas e com pressão mais elevada, para as áreas de temperaturas mais baixas e de menor pressão. Num perfil vertical, a circulação é equilibrada por correntes compensatórias (Whiteman, 2000).

No esquema clássico da génese de uma brisa de vale, durante o dia o Sol aquece primeiro a base das vertentes e o fundo de vale. O ar que contacta com essas superfícies também aquece e atinge uma temperatura superior à do ar suprajacente do centro do vale (Fig. 1.15-a). Como resultado, cria-se um fluxo anabático, que sobe as vertentes e que forma uma célula fechada, uma vez que quando chega ao topo da vertente, volta a dirigir-se para o centro do vale. A velocidade do vento anabático é de 2 a 4 m/s, atingindo os valores máximos cerca de 20 a 40 m acima da superfície, quando o atrito é menor. Esta ascensão ao longo das vertentes pode levar à formação de nuvens convectivas próximo da crista das vertentes. Por sua vez, o ar nos vales, ao aquecer expandam-se verticalmente. Como resultado forma-se uma brisa de vale que sopra das terras mais baixas para as de maior altitude. O fluxo criado escoa ao longo do eixo do vale e só ocorre quando o vento regional é fraco. A brisa de vale é compensada em altitude por uma contra-corrente, formando uma célula fechada. É de notar que, acima da contra-corrente da brisa de vale, prevalecem ventos relacionados com a circulação sinóptica regional, pelo que o clima dos vales é em larga medida condicionado pelas características locais (Geiger, 1962; Yoshino, 1974; Oke, 1987; Barry, 1992 e Simpson, 1994).

A velocidade da brisa de vale atinge o máximo por volta das 14 horas, quando o aquecimento do vale é maior. Salienta-se que os ventos que sobem as vertentes formam-se primeiro, sendo depois seguidos pela brisa de vale (Geiger, 1961 e Simpson, 1994).

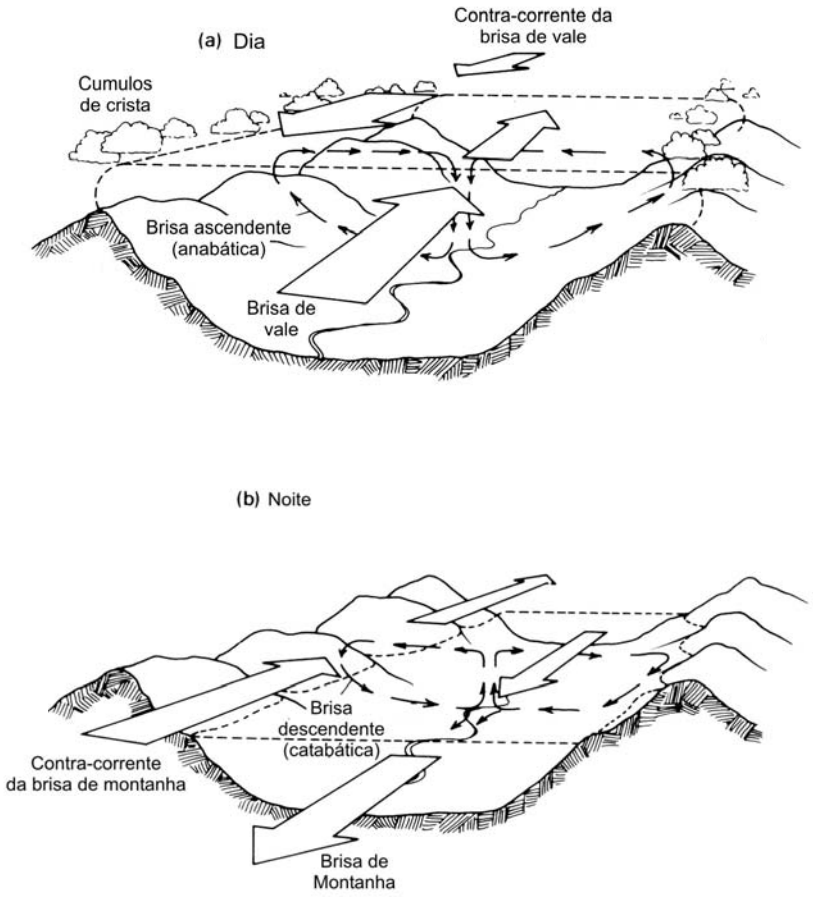


Figura 1.15 – Sistema de ventos diurnos (a) e nocturnos (b) nas áreas de montanha (Oke, 1987, p. 178).

b) Os sistemas de brisas nocturnos

Em situações de estabilidade, durante a noite, o regime dos ventos nos vales inverte-se em relação ao dia (Barry *et al*., 2003). Isso deve-se ao arrefecimento radiativo das vertentes e dos interflúvios, que dá origem à drenagem de uma fina camada de ar frio e denso, que se desloca dos locais mais elevados para as depressões e vales, dando por isso, origem a ventos que descem as vertentes (Fig. 1.15-b e Fig 1. 16). São ventos com velocidades de 2 a 3 m/s, que aumenta com o aumento do declive das vertentes e também à medida que se desenvolve a espessura da camada de ar frio. A combinação de todos os fluxos drenados em direcção ao eixo do vale denomina-se brisa de montanha. Trata-se de um fluxo que se dirige para as partes mais baixas, indo substituir o ar quente do fundo de vale, que é mais leve. A velocidade máxima da brisa de montanha ocorre imediatamente antes do nascer do Sol, porque é a altura em que o arrefecimento é máximo. Do mesmo modo que na circulação diurna, á medida que o

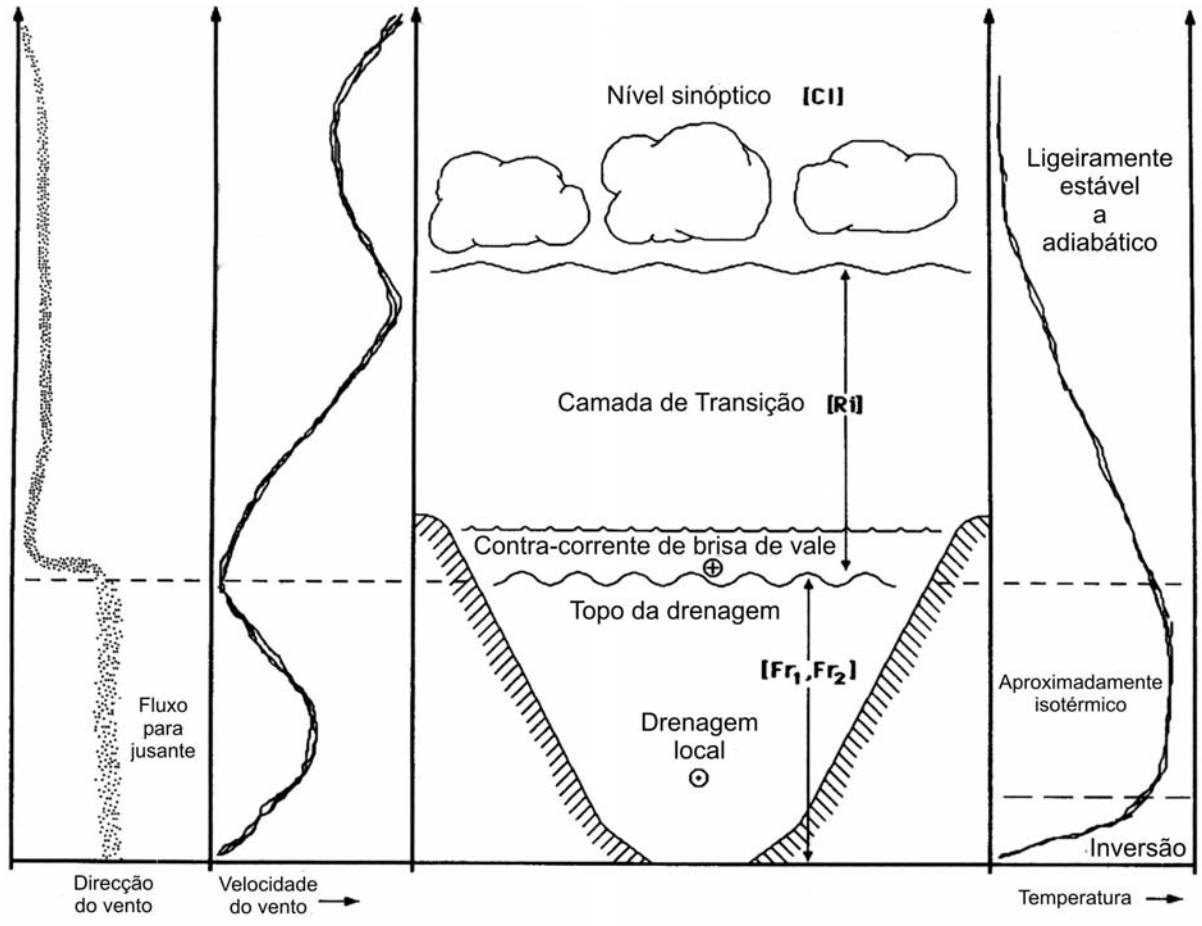


Figura 1.16 – Diagrama onde se observam os níveis de transição num vale durante a drenagem nocturna de ar frio e, as relações com a velocidade e a direcção do vento e o perfil da temperatura. (Orgil *et al.*, 1992).

ar frio é drenado para as áreas mais baixas é substituído por uma corrente de retorno, que forma uma circulação fechada. Acima da contra-corrente existe uma camada que faz a transição para o nível sinóptico.

1.8.3. A formação de lagos de ar frio

Quando o fluxo de ar frio se concentra numa área deprimida pode conduzir à formação de inversões térmicas bem desenvolvidas e intensificadas pela topografia, designadas lagos de ar frio (Nakamura, 1989, Kuwagata e Kimura, 1995). A dimensão dessas acumulações de ar frio depende dos declives das vertentes, da diferença de altitude entre o topo e a base das vertentes e da intensidade da inversão térmica (Yoshino, 1974). Um outro factor genético importante é a morfologia das áreas deprimidas (Geiger, 1961).

Quando as depressões são profundas, há arrefecimento pelo facto da turbulência cessar e porque o fundo do vale fica à sombra mais cedo. Esse efeito, causado pela ocultação do céu

pode ser quantificado através do índice *sky view factor*[6], muito útil para modelizar a redução das perdas radiativas nocturnas nos vales. Acrescenta-se ainda que Thompson (1967) e Gustavsson *et al.* (1998) referem que a formação de lagos de ar frio pode ocorrer sem que haja drenagem de ar frio. O arrefecimento local em áreas abrigadas pode mesmo ser mais rápido do que em áreas menos protegidas, uma vez que a mistura por turbulência do ar mais frio junto à superfície com o ar mais quente acima desta é menor, o que leva a uma taxa de arrefecimento maior junto da superfície. Gustavsson *et al* (1998) verificaram que as áreas de floresta podem causar um efeito de abrigo, podendo ser responsáveis por temperaturas locais mais baixas e pela formação de ar frio *in situ*, porque há redução da mistura por turbulência, uma vez que não permitem uma boa ventilação. Os autores salientam que as perdas de energia por radiação infravermelha dão-se na mesma uma vez que o *sky view factor* varia entre 0,6 e 0,8.

Nas depressões de pequena dimensão, o ar frio provém essencialmente do escoamento a partir das áreas mais elevadas, contudo nesses casos, há menor abrigo em relação ao vento regional. Aliás, Nakamura (1989) refere a esse propósito que as inversões nos vales amplos são menos intensas porque esses vales são mais expostos à circulação geral.

É ainda de notar que o arrefecimento nos vales pode ser também mais acentuado devido a reduções na insolação durante o dia causadas pelo relevo envolvente. Através desse efeito, um vale ou troço de vale que fique à sombra, durante mais tempo, vai estar mais frio ao início da noite, do que um vale que esteve durante mais tempo exposto ao Sol.

Pode-se, então, considerar que um dos elementos que se deve ter em atenção quando se estuda a formação de lagos de ar frio é a geometria dos vales, uma vez que esta é determinante no balanço energético. Por essa razão, Gustavsson *et al.* (1998) e Svensson e Jakob (2002) consideram que os vales podem ser classificados em função da largura do seu fundo, da distância entre os altos das vertentes, da área de drenagem (bacia-vertente), da área com possível formação de lagos de ar frio e da profundidade do vale. Outros elementos importantes que também devem ser considerados são as propriedades do solo, como a condutividade térmica e a difusibilidade, bem como a presença de neve.

Num estudo recente, numa área com topografia acidentada no Sudoeste da Suécia, Gustavsson *et al.* (1998) salientam que os fundos de vale arrefecem significativamente por irradiação e que o fluxo de ar frio proveniente das vertentes, a partir de determinada hora, já não atinge o fundo de vale, pois ao atingir o topo da inversão vai acumular-se sobre o ar frio

[6] O *sky view factor* – É a relação entre a quantidade de céu observado a partir de um ponto, numa dada superfície, e o que potencialmente seria possível observar (Oke, 1987, p.404).

existente, contribuindo para o alastrar da acumulação. A importância das perdas por irradiação para o arrefecimento dos fundos de vale foi também identificada por Alcoforado *et al.* (1993) na Serra da Arrábida e por Lopes (1995 e 1998) na região de Lisboa.

No que respeita ao início da drenagem de ar frio, Yoshino (1974) salienta que em dias anticiclónicos com céu limpo e vento fraco, esta inicia-se 40 a 60 minutos antes do ocaso, quando o arrefecimento radiativo é superior na base das vertentes, porque já se encontram à sombra (Yoshino, 1975 e Nakamura, 1989).

À medida que a noite avança, os lagos de ar frio podem tornar-se maiores, chegando mesmo a atingir cerca de 1/3 da altura das vertentes (Yoshino, 1974). A espessura dos lagos de ar frio pode chegar a 500 m em apenas 3 a 5 horas após o ocaso (Whiteman, 2000). A altura do topo da inversão coincide com o nível em que o fluxo de ar frio tem velocidade máxima e varia ao longo da noite, e também de noite para noite, dependo das condições meteorológicas (Yoshino, 1974).

Em situações de estabilidade atmosférica, em que há diferenças térmicas entre os interflúvios e os fundos de vale a drenagem de ar frio não é contínua, mas antes, suave e irregular (Fallot *et al*., 1989), ocorrendo oscilações na velocidade do fluxo devido ao aquecimento adiabático, pois à medida que o ar desce, aquece e a sua velocidade diminui. O carácter intermitente do escoamento de ar frio ao longo das vertentes foi verificado por Nakamura (1989) e em Portugal por Lopes (1995). A este efeito, deve-se adicionar a influência causada por obstáculos no percurso (Yoshino, 1974; Oke, 1987 e Lopes, 1995 e 1998). É de notar que nos momentos em que o arrefecimento radiativo se torna mais intenso o ar pode voltar a mover-se mais depressa (Simpson, 1994). Neste sentido Geiger (1961) citando Nitze (1936) refere que quando o ar frio corresponde a uma película fina, escoa mais devagar, mas se a sua espessura aumenta, escoa mais rapidamente.

Ainda a propósito do carácter intermitente do fluxo de ar frio nas vertentes, Yoshino (1974) refere que, durante a noite, o movimento se faz por vagas, tendo-se registado em diferentes trabalhos, uma primeira vaga antes da meia-noite, seguida de mais duas ou três até ao nascer do sol. A última vaga de drenagem é a responsável pela temperatura mínima, que ocorre entre as 5 e as 7h da manhã (Yoshino, 1974).

Associado ao carácter intermitente da drenagem de ar frio, forma-se nas vertentes um sector de temperaturas nocturnas mais elevadas, que pode constituir uma banda contínua à volta do vale, e que, por isso, se designa por cintura térmica (Oke, 1987). Acima da cintura térmica, a temperatura diminui com o aumento da altitude, enquanto o sector inferior da cintura corresponde ao topo da inversão térmica. A altura da cintura térmica é variável e

depende da geometria do vale e da área que fornece ar frio (Geiger, 1961). Yoshino (1975) salienta a importância da forma do perfil da vertente, uma vez que a cintura térmica se forma geralmente associada a roturas de declive. O autor salienta também que nas vertentes mais declivosas, o escoamento do ar frio se faz de modo intermitente.

Nakamura (1989) apresenta um modelo de drenagem de ar frio em montanha que é constituído por 6 fases (Fig. 1.17). Na primeira fase, aquando do ocaso, o ar frio arrefece a meia-vertente e no fundo de vale. Segue-se a drenagem deste ao longo da vertente por gravidade. Essa drenagem dá origem a uma anti-brisa compensatória constituída por ar menos frio, que substitui o ar frio que desceu a vertente, processo que se mantém ao longo da noite de modo intermitente. Este mecanismo tem como resultado a movimentação da cintura térmica na vertente, ou em alguns casos, a formação de vários níveis de cintura térmica. A ascensão do ar menos frio ocorre 30 a 60 minutos após a drenagem de ar frio e sobe a vertente com velocidades de 0,3 a 0,8 m/s, formando, portanto uma célula fechada (Fig. 1.17). Esta circulação origina um aumento continuado das diferenças térmicas entre os fundos de vale e os topos, que perdura até ao nascer do Sol, desde que o arrefecimento não seja interrompido por um vento regional mais intenso, ou pela chegada de nuvens ou de nevoeiro (Gustavsson *et al.*, 1998).

A partir do nascer do sol, e à medida que a radiação solar incidente aumenta e excede as perdas radiativas, o calor sensível é transferido do solo para o ar. Assim, o ar junto às vertentes fica mais quente do que o ar no centro do vale, o que cria um fluxo anabático. Esse aquecimento leva ao desaparecimento do lago de ar frio, pois os fluxos anabáticos removem o ar estável da base do vale (Oke, 1987). Salienta-se ainda que, a inversão térmica também é destruída pela base, como resultado do aquecimento do solo. Podem então formar-se nevoeiro e nuvens estratiformes; contudo, com o avançar da manhã, o aquecimento das vertentes vai originar um fluxo subsidente no centro do vale, que dissipa a nebulosidade ao longo de um fino eixo (Whiteman, 2000). Vorontsov's (1958) citado por Nakamura (1989) observou que a drenagem de ar frio é interrompida 30 a 40 minutos antes do sol nascer nas vertentes expostas a Sudeste no Hemisfério Norte, e só depois do Sol nascer nas expostas a Norte e Nordeste.

Durante o dia, a camada limite da atmosfera (*Planetary Boundary Layer – PBL*) junto à superfície é constituída por uma subdivisão, que se desenvolve devido ao fluxo de calor sensível da superfície, e que se designa por *Convective Boundary Layer* (CBL) (Fig. 1.18). A formação da CBL é o resultado da destruição das inversões térmicas (Fig. 1.19 e Fig. 1.20). Contudo, estas podem ser também afectadas, pela advecção sinóptica de massas de ar, que aquecem a camada limite (Whiteman e McKee, 1982).

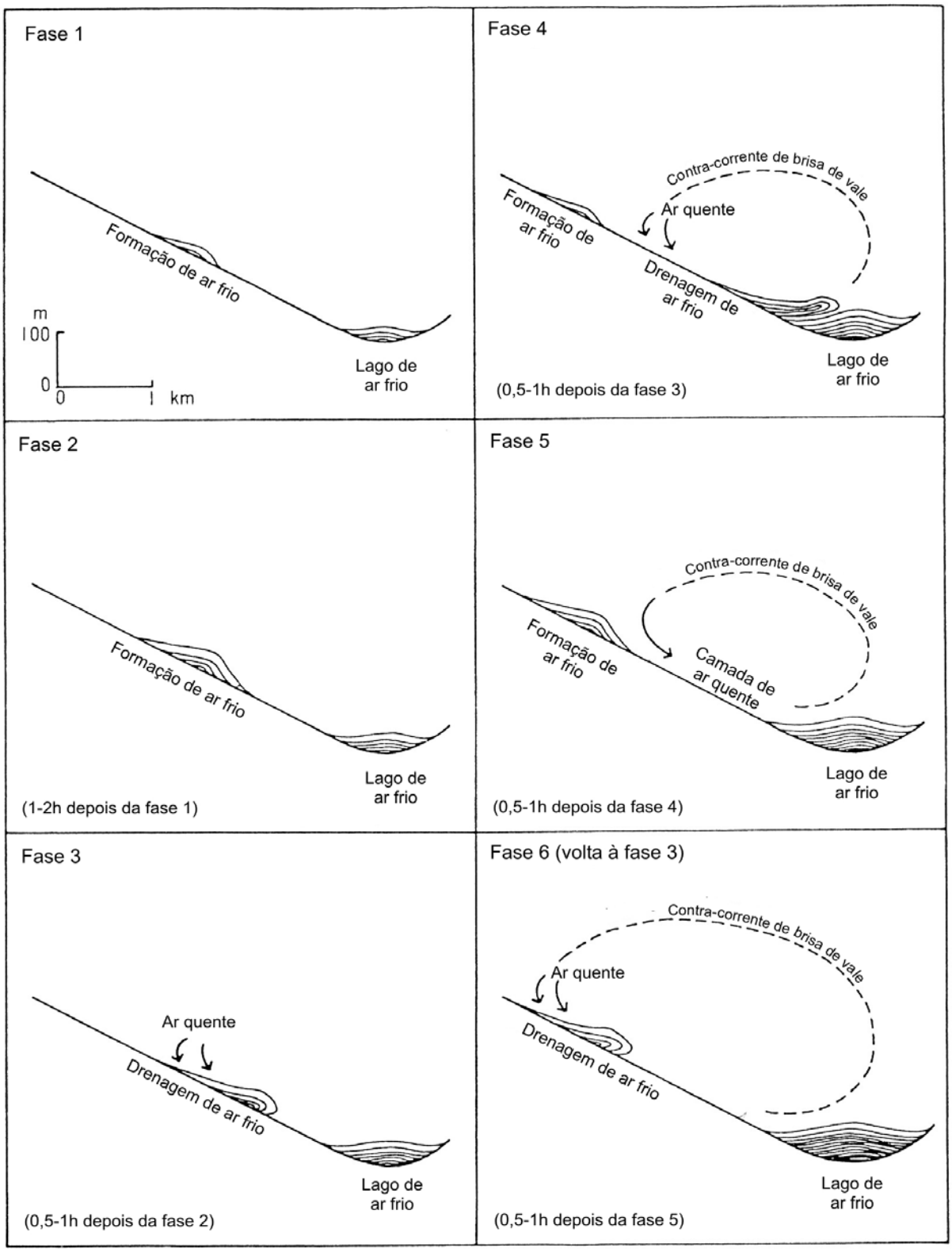


Figura 1.17 – Drenagem de ar frio numa vertente segundo Nakamura. As linhas contínuas representam as isotérmicas (Nakamura, 1989, p.135).

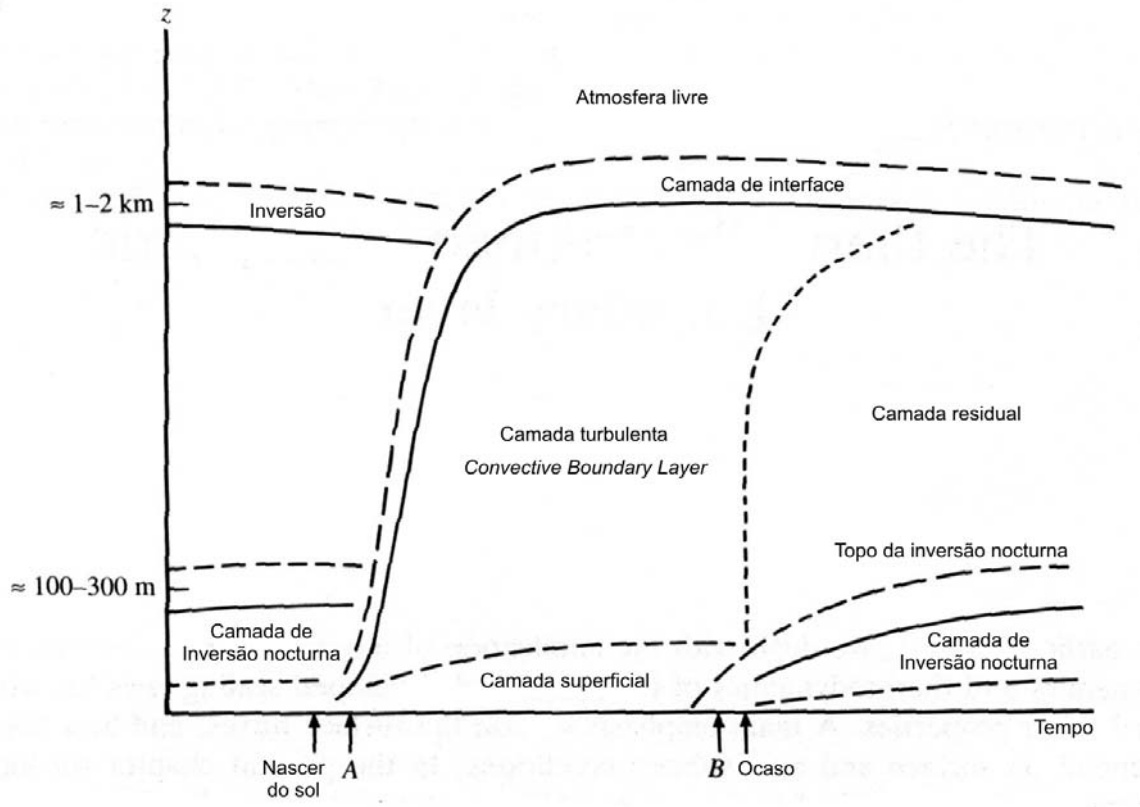


Figura 1.18 - Esquema da representação Camada Limite Planetária (*Planetary Boundary Layer – PBL*), com a formação do nível turbulento *Convective Boundary Layer* (CBL) diurno e do nível de inversão nocturno (NBL) (Garratt, 1994, p.146).

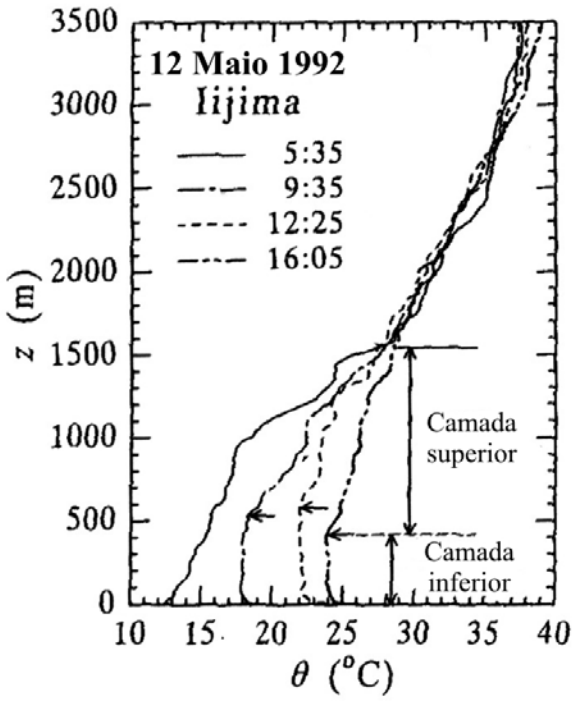


Figura 1.19 – Variação diurna da temperatura potencial no fundo do vale do Ina (Japão) a 12 de Maio de 1992. Na figura está representada camada limite planetária, com um nível inferior que corresponde ao nível turbulento (CBL) e que podem atingir uma espessura de 1000 no seu máximo, e o nível superior que tem uma estratificação estável e que vai aquecendo gradualmente ao longo do dia (kuwagata e kimura, 1995).

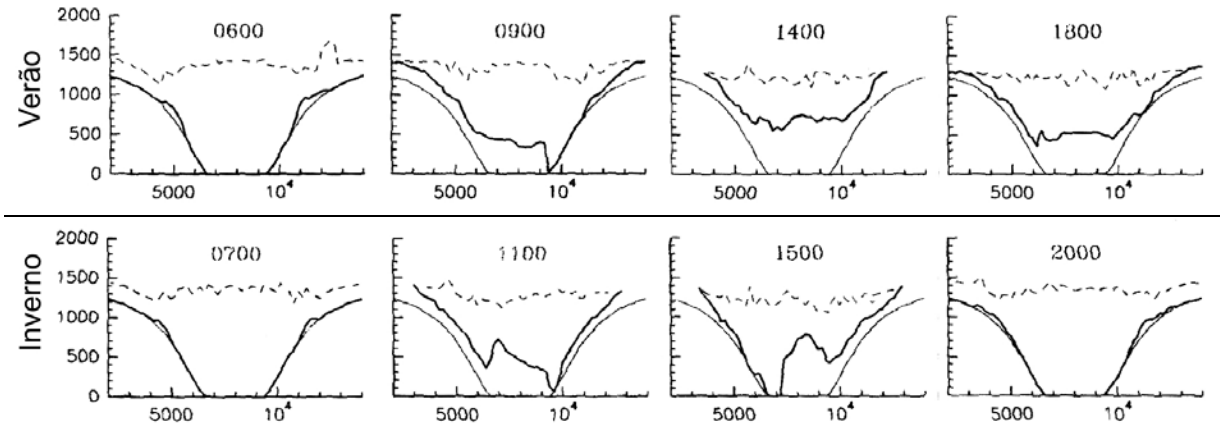


Fig. 1.20- Representação da camada turbulenta diurna (CBL) de Verão e de Inverno entre o nascer do sol e o ocaso num vale de orientação N-S, a 40ºN e 0º. A base da camada está a traço contínuo e o topo a tracejado (Anquetin *et al*., 1998).

Ainda segundo Whiteman e McKee (1982) e Oke (1987), as inversões térmicas podem ser interrompidas segundo três tipos de padrões e salientam que o fluxo de calor sensível é o seu motor. No primeiro padrão, há destruição da inversão devido ao aumento da turbulência na CBL no vale, causado pelo fluxo de calor sensível. No segundo padrão, dá-se a diminuição gradual da espessura do nível de inversão, que traduz um aquecimento de cima para baixo. Finalmente, o terceiro padrão é uma combinação dos dois anteriores.

Anquetin *et al*. (1998) estudaram a formação e a destruição das inversões térmicas em vales e só observaram o último padrão referido por Whiteman e Mckee (1982). Segundo os autores esse padrão foi observado em todas as estações do ano e resulta directamente da acção da insolação sobre as vertentes, gerando a CBL (Fig. 1.21). Nos casos estudados, a inversão foi destruída 3 a 5 horas depois do nascer do Sol, excepto nos casos em que o solo estava coberto de neve ou muito húmido. No Verão, a altura do topo da CBL é mais estável ao longo do vale, mas no Inverno varia mais. Ao longo de vales com orientação norte-sul, os autores observaram uma assimetria na estrutura térmica da atmosfera, principalmente no início e no fim do dia. De manhã, o vento anabático forma-se na vertente este, que está exposta ao Sol, o que leva à destruição da inversão junto à vertente. Ao mesmo tempo, na vertente exposta a Oeste, os autores observaram uma circulação inversa. Com a aproximação do meio-dia solar, a estrutura térmica torna-se semelhante. No fim do dia, estabeleceu-se de novo a assimetria entre as duas vertentes, mas então com circulações com sentidos inversos.

É ainda de referir que a subsidência local associada a correntes compensatórias de fluxos de vertente ascendentes tem um papel muito importante na destruição das inversões térmicas e na formação da CBL (Kuwagata e Kimura, 1995). O aquecimento adiabático devido à subsidência local acentua o aquecimento da atmosfera no fundo do vale. Kuwagata e Kimura

(1995) verificaram que a espessura do nível da inversão depende mais da geometria do vale e do tipo de cobertura do solo do que da estação do ano, embora a persistência da inversão dependa deste último factor. Isso é particularmente nítido no Verão, pois devido aos maiores valores radiação solar, as inversões térmicas mantêm-se durante menos tempo.

Por último, em relação às variações sazonais da intensidade dos lagos de ar frio e das características das cinturas térmicas, elas vão depender do tipo de massas de ar e em particular, da sua estabilidade (Yoshino, 1974; Iijima *et al.*, 2000). Quando se faz sentir a influência de anticiclones a intensidade dos lagos de ar frio é maior. Pelo contrário, quando chove e há vento forte, prevalece a diminuição da temperatura com a altitude. Também a diminuição da temperatura nos fundos de vale é menor quando há vento forte, porque há transferência de calor com a turbulência (Nakamura, 1989). É ainda de notar que em noites com céu nublado as inversões térmicas são mais fracas, devido ao aumento da humidade atmosférica e da contra-radiação (Orgil et al., 1992 e Iljima e Shinoda, 2000).

No Inverno, em situações de estabilidade atmosférica, a drenagem de ar frio é mais intensa e dá origem a lagos de ar frio mais espessos, estando consequentemente a cintura térmica a maior altitude, do que no Verão. No entanto, esta variação sazonal depende da prevalência de situações anticiclónicas e do tipo de massas de ar.

1.9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os factores geográficos referidos neste capítulo foram analisados para se compreenderem as suas influências nos climas das áreas de montanha. Para isso, abordaram-se resultados de estudos teóricos e empíricos obtidos a partir da análise da bibliografia.

No que diz respeito à latitude, e tendo em consideração a Serra da Estrela, a sua influência vai manifestar-se na variação da radiação solar incidente ao longo do ano, não só pelo número de horas de Sol, mas também pela altura do Sol. A modificação desta última ao longo do ano, vai ter implicações na forma como as superfícies recebem a radiação solar, devido ao ângulo de incidência dos raios solares. Muitas vezes, o declive e a orientação das vertentes podem contribuir para acentuar ou atenuar a radiação solar incidente. Aliás, a exposição e o declive explicam, em dias de estabilidade atmosférica, a distribuição espacial da radiação solar incidente nas superfícies, e indirectamente da temperatura máxima.

Por outro lado, a posição latitudinal das montanhas na Terra, vai também determinar a exposição aos ventos regionais. No que diz respeito à Serra da Estrela, esta encontra-se exposta à circulação dominante de Oeste e fica sob a influência alternada de ar relativamente estável com origem nos anticiclones subtropicais, e da circulação perturbada de oeste (Ramos, 1987; Alcoforado, 1993; Ferreira, 2005). O fluxo dominante de Oeste ao encontrar a Serra da Estrela é perturbado e pode dar origem a precipitação. A dissimetria na exposição da serra aos fluxos de ar dominantes reflecte-se no efeito da continentalidade, sendo este mais acentuado à para oriente.

Para além de modificarem os fluxos, as montanhas podem dar origem a efeitos térmicos e dinâmicos a várias escalas. Quando as situações sinópticas são favoráveis, podem ocorrer ventos que descem a vertente a sotavento. Podem ser ventos com carácter regional do tipo Föhn ou a uma escala de maior pormenor, ventos induzidos pelas diferenças térmicas (catabáticos, anabáticos, brisas de vale e de montanha).

As diferenças térmicas entre os topos, as vertentes e os fundos de vale criam circulações complexas, como os fluxos catabáticos, as brisas de montanha e as correntes compensatórias. Em noites de céu limpo e vento fraco, nas áreas deprimidas pode haver acumulação de ar frio, quer gerado localmente, quer a maior altitude, e pode formar-se um nível de inversão térmica, denominado lago de ar frio. Acima desse nível, existe uma faixa onde a temperatura é superior, designada cintura térmica. A partir do nível da cintura térmica a temperatura volta a diminuir com a altitude.

Geralmente, nas montanhas durante o dia a temperatura diminui com a altitude, e a topografia contribui para acentuar os máximos nas áreas deprimidas. Na escala local, em dias de estabilidade atmosférica, os climas da montanha são determinados pela quantidade de calor que as vertentes recebem, e pelas correntes de compensação que daí resultam, como as brisas de vale e dos ventos anabáticos.

2ª PARTE

A ÁREA EM ESTUDO E SUAS CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS REGIONAIS

CAPITULO 2

MORFOLOGIA, OCUPAÇÃO DO SOLO E CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GERAIS DA SERRA DA ESTRELA

2.1. A MORFOLOGIA DA SERRA DA ESTRELA

A Serra da Estrela (40º20'N, 7º35'W) faz parte da Cordilheira Central e é a montanha mais alta de Portugal Continental (1993m, Fig. 2.1). A Cordilheira Central tem uma orientação NE-SW e estende-se desde o Norte de Madrid até ao Sul de Coimbra, por uma extensão de 500km. A cordilheira separa a bacia do Douro da do Tejo; no entanto não é constituída com um conjunto contínuo de montanhas, mas sim, por vários alinhamentos montanhosos separados por corredores aplanados. À medida que se caminha em direcção a Oeste há uma individualização mais clara das montanhas. A Serra da Estrela constitui o sector oriental mais elevado de um alinhamento montanhoso de direcção NE-SW, que se estende ao longo de 115km, da Guarda até à Lousã. Em termos morfológicos, a Serra da Estrela está bem individualizada, e à primeira vista tem o aspecto de um planalto granítico alongado, que inclinado de Sul para Norte, atingindo o ponto mais elevado na Torre (1993m), e que sobressai acima das cristas onduladas talhadas em metassedimentos. Os comandos das vertentes são fortes, e variam entre os 500 e os 1000m. Os flancos Noroeste e Sudeste da Estrela são talhados em granito, e têm um desnível elevado, que aumenta em direcção a Sudoeste, onde é superior a 800m. É de salientar o carácter rectilíneo do flanco Noroeste, que constitui uma imponente escapa de falha. Pelo contrário, para Sudeste o planalto é esventrado pelo sistema de vales que constituem a bacia do Zêzere (Daveau, 1969 e Vieira, 2004).

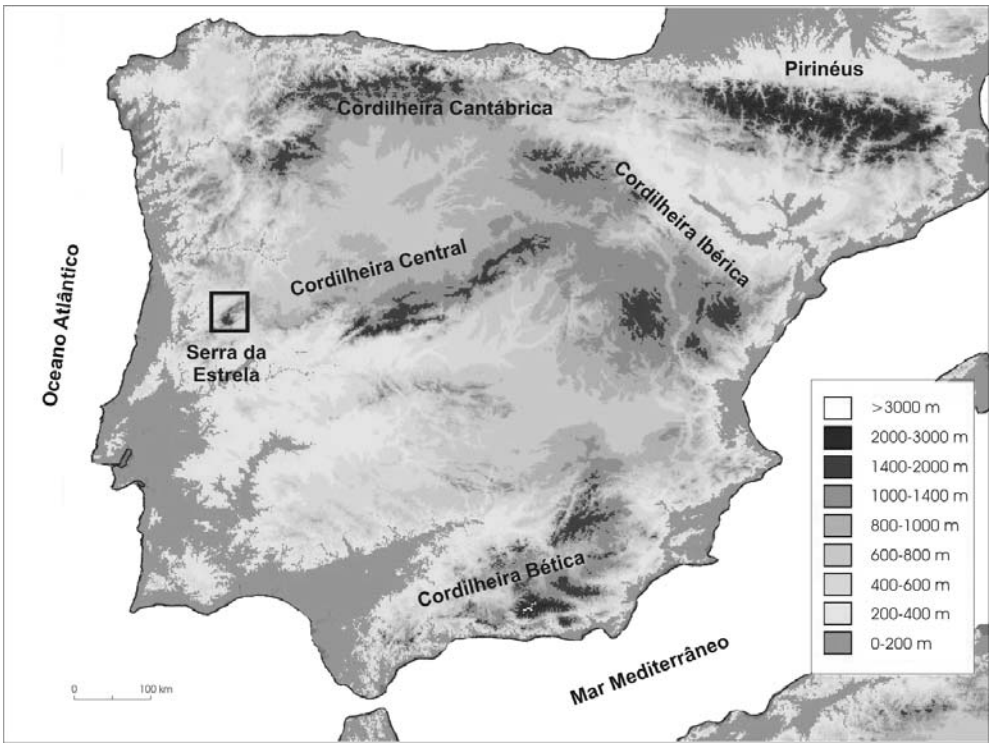


Figura 2.1 – Localização da Serra da Estrela.

Em termos litológicos, o substrato da Serra é predominantemente composto por granitos (da Estrela, da Pedrice, do Curral do Vento, da Covilhã, de Seia e de Manteigas, *in* Ferreira e Vieira, 1999). Para além dos granitóides, existem massas e filões aplíticos, aplito-pegmatitícos e pegmatíticos. Encontram-se, também, filões de quartzo que podem constituir áreas de maior resistência à erosão (Vieira, 2004).

Os granitos contactam com os metassedimentos por um auréola de metamorfismo. A área de xisto, mais fácil de erodir, é fortemente dissecada pelos vales, e, como resultado, as altitudes são menores e os interflúvios formam cristas alongadas e irregulares. O papel da erosão diferencial nos xistos e nos granitos na Estrela foi referido por Lautensach (1929, 1932), como tendo uma acção importante na morfologia da Serra, para além da importância do controlo exercido pela fracturação do substracto na instalação dos principais vales. Em termos morfoestruturais a Serra da Estrela é uma montanha do tipo "montanha de blocos", como resultado do deslocamento diferencial de antigos níveis de erosão ao longo de falhas (Vieira, 2004 citando Ribeiro, 1954). Mais recentemente, à luz da tectónica de placas, foi proposto um modelo que assenta no deslocamento do soco ao longo do Moho, em que a falha do Ponsul, que limita a Cordilheira Central a Sudeste, e a falha de Seia-Lousã, que limita a Norte, convergem e se encontram em profundidade, originando o levantamento da cordilheira tipo *"pop-up"* (Vieira, 2004, citando Ribeiro 1988 e Ribeiro *et al.*, 1990).

Voltando ainda às características morfológicas, se observarmos com maior pormenor a Estrela, a sua fisionomia é complexa, e segundo Daveau (1969), podem individualizar-se 3 áreas de planalto (Fig. 2.2). O sector Sudeste, que constitui o bloco das Penhas da Saúde e que se estende para Sul até ao Alto da Pedrice, está bem delimitado pelos vales do Zêzere e de Alforfa, que se têm uma direcção NNE-SSW. A Sudoeste o sector culminante de montanha, que tem drenagem para Oeste, (ribeiras do Alvoco e de Loriga) para a bacia do Alva. A Norte, a área de planalto vai diminuindo gradualmente de altitude em direcção a Nordeste, e é entalhada pelo alto Mondego. Em termos hidrográficos, a Estrela tem uma organização geral centrifuga e o principal ponto de divergência das águas constitui o sector culminante da Serra, onde vão nascer 4 rios principais.

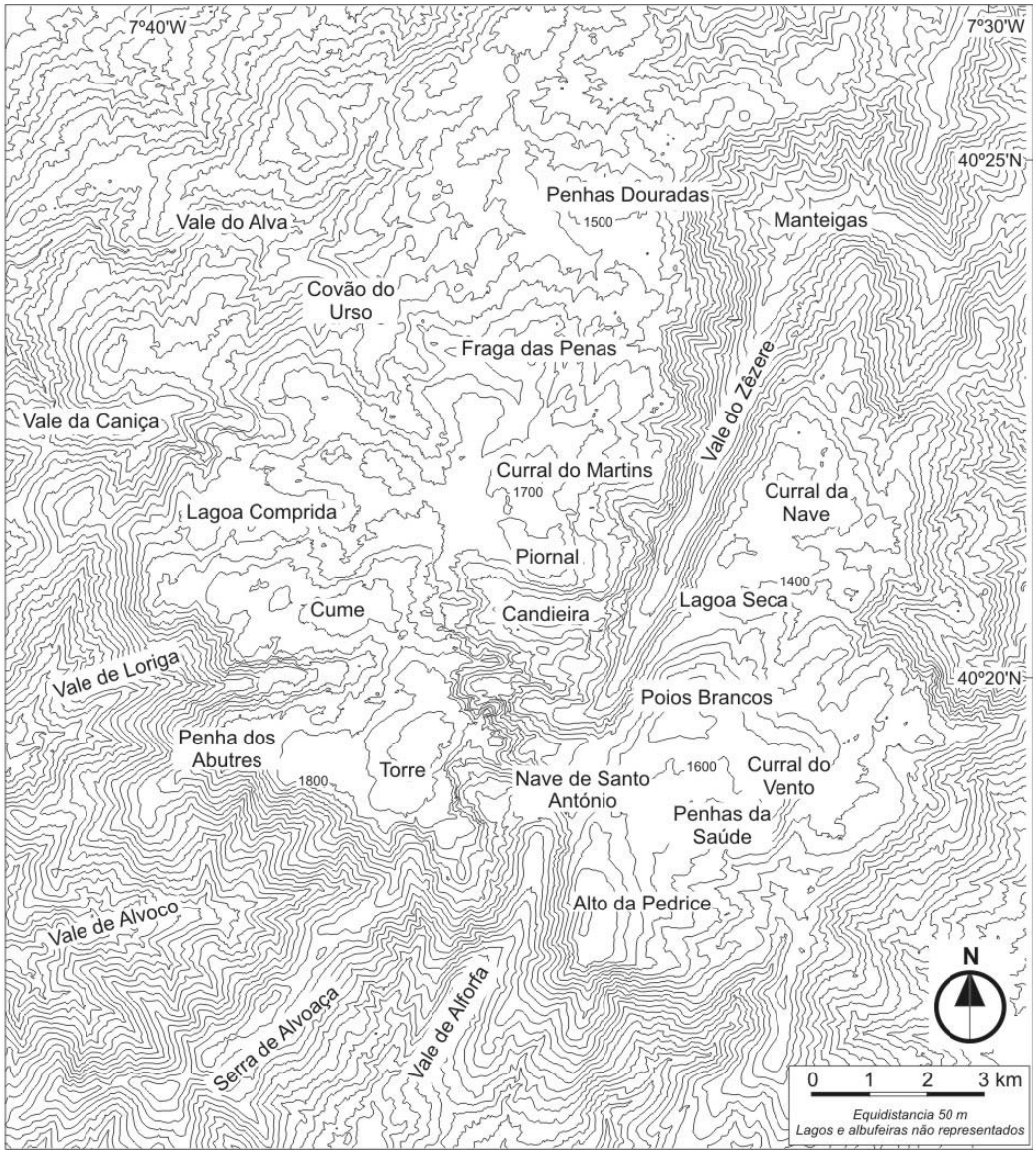


Figura 2.2 – Topografia da Serra da Estrela e localização dos principais locais referidos no texto (curvas de nível com equidistância de 50m).

Segundo Vieira (2004), existem dois grupos planálticos principais: o ocidental (Torre-Penhas Douradas) e o oriental (Pedrice-Malhada Alta) a altitudes situadas entre 1400 e 1993m (Fig. 2.2). O vale do Zêzere, a montante de Manteigas, devido ao carácter rectilíneo do seu traçado, divide os planaltos, em ocidental e meridional, o traçado do rio, próximo da nascente, muda de direcção para Este-Oeste e entalha no planalto ocidental. Vieira (2004) refere, também, que as superfícies planálticas são irregulares, sendo constituídas por degraus de declive moderado, e que é possível identificar três grupos de patamares no Planalto Ocidental e dois no Planalto oriental.

O carácter irregular dos planaltos é visível no mapa de unidades de relevo (Fig. 6.1), onde é possível identificar vários patamares, que são limitados por degraus de declive moderado, controlados pela fracturação Noroeste-Sudeste. No planalto meridional observam-se dois patamares: o planalto Curral do Vento- Alto da Pedrice e o planalto do Curral da Nave.

Curral do Vento – Alto da Pedrice – situa-se no sector meridional do planalto e estende-se desde o Curral do Vento (1658 m), passando pelos Poios Brancos (1690 m) e até ao Alto de Pedrice (1759 m). É individualizado pelo vale de Beijames a Norte, pelo vale de Cortes a Este, pelo vale de Alforfa a Sudoeste e pelo vale do Zêzere a Noroeste.

Planalto do Curral da Nave - situa-se no sector mais setentrional, desde o Curral da Nave (1427m) e prolonga-se para Sul até à Lagoa Seca (1457 m), e é limitado pelos os vales do Zêzere, Leandres e Beijames.

No Planalto ocidental individualizam-se os seguintes patamares: Alto da Torre- Penha dos Abutres, Rodeio Grande-Cume, Lagoa Seca - Piornal e as Penhas Douradas-Corgo da Mós.

Planalto do Alto da Torre – Penha dos Abutres - constitui o sector mais elevado da Serra e prolonga-se para Oeste desde o Alto da Torre (1993m) até à Penha dos Abutres (1828m). É limitado pelo vale de Alforfa, da Estrela, do Alvoco e de Loriga, e a Norte pelo vale do Zêzere.

Rodeio Grande – Cume - situa-se entre 1856m e os 1858m, é limitado a Norte pela Lagoa Comprida e a Sul pelo Covão do Boeiro. O patamar é individualizado pelo vale de Loriga, Caniça e da Candieira.

Lagoa Seca – Piornal e Curral do Martins – trata-se de um patamar com uma altitude que varia entre os 1643m no sector mais ocidental (Lagoa Seca) e os 1755m (Piornal) no ponto mais oriental. A área é limitada pelo vale da Candieira, do Zêzere, da Nave, do Alva e do Conde.

Penhas Douradas – Corgo das Mós – é limitada a Sul pelas Penhas Douradas (1560m) e a Norte pelo Corgo das Mós (1552m), é uma área muito dissecada pelos cursos de água, onde dominam os vales e valeiros com os afluentes do rio Alva, Mondego e Zêzere.

Tal como se referiu, os vales entalham as superfícies planálticas e são responsáveis por individualizar os patamares. Do conjunto de vales é de salientar o do Zêzere pelo seu traçado rectilíneo e a forma em "U" aberto, resultado do encaixe ao longo de um alinhamento tectónico de Unhais da Serra - Bragança, que facilitou a erosão glaciária. No sector a montante o vale faz um cotovelo e muda de direcção, para Oeste e entalha o sector mais elevado da Serra com um circo glaciário. O rio Zêzere tem vários afluentes sendo de salientar o vale suspenso da Candieira, que constitui um vestígio da acção glaciária.

Para Sul, a Nave de Santo António é uma portela que separa o vale do Zêzere do da Alforfa, situado no mesmo alinhamento tectónico, mas com um escoamento simétrico. Acrescenta-se que existem também testemunhos da erosão glaciar no vale da Alforfa.

A partir do vale da Alforfa e para Norte, a entalhar o planalto ocidental, surgem o vale da Estrela, do Alvoco, Loriga, Caniça, Alva e Mondego. Todos à excepção do Mondego e do Alvoco, apresentam vestígios de modelado glaciário na cabeceira. Sendo de salientar o vale glaciário de Loriga, que apresenta um perfil em "U", e uma escadaria de 4 covões e várias lagoas. O vale da Estrela também tem um circo glaciário na cabeceira. Os vales tributários do Alva apresentam igualmente morfologia glaciária (por exemplo no Covão do Urso). Ao longo do vale da ribeira da Caniça, também se desenvolveu um glaciar e é visível a sua acção erosiva. O planalto meridional é entalhado pelos vales da ribeira de Cortes e de Beijames, existindo neste último vestígios de acção glaciar (Vieira, 2004).

Na Estrela foram identificados por Vieira (2005) 11 circos glaciários entalhados no planalto ocidental e o seu interesse em termos climáticos está relacionado com a sua morfologia particular. O facto de estarem embutidos nas margens dos planaltos a elevada altitude, e de terem uma forma em anfiteatro, com um sector central deprimido que é rodeado por paredes com comando e declive elevado, faz com que sejam locais interessantes em termos topoclimáticos. As áreas deprimidas dos circos, devido à deficiente drenagem, podem ser ocupadas por turfeiras ou por lagoas. As turfeiras são formações ombrotróficas constituídas por esfagnos, acompanhados por cáries, juncos e por dicotiledóneas herbáceas (Jansen, 2002); têm um elevado interesse científico, porque têm a capacidade para conservar restos orgânicos (pólen, folhas e raízes), sendo possível reconstituir a história da vegetação e do clima. As turfeiras dependem da água da precipitação, das águas de escorrência e da neve acumulada nas depressões. Como o período seco de Verão é longo, as turfeiras têm uma

pequena dimensão, e situam-se muitas vezes nas margens de lagos (Jansen, 2002). Devido ao abrigo em relação aos ventos, a neve acumula-se nessas áreas e ai persiste muito tempo, este facto é favorecido pelas baixas temperaturas devidas à acumulação de ar frio durante as noites e madrugadas.

Os circos glaciários são, também, indicadores paleoclimáticos, uma vez que, conhecendo as características climáticas necessárias para o seu desenvolvimento, a sua localização dá-nos informação sobre as anteriores condições climáticas nesses locais. De facto, as vertentes umbrias de declive acentuado favorecem o desenvolvimento de glaciares expostos a Norte. Na Estrela, os circos glaciários surgem em associação com as exposições Nordeste e Leste devido à menor insolação, mas também porque o fluxo dominante do vento foi de Oeste durante as glaciações e, por isso, a neve no Inverno e na Primavera acumulava-se nesses locais que eram os mais abrigados. Por outro lado, a exposição a Oeste era menos favorável ao desenvolvimento dos circos glaciários devido ao momento em que a radiação solar é mais intensa, ser durante a tarde, quando as temperaturas do ar são mais elevadas, o que facilitava a fusão da neve. Pelo contrário, as áreas com exposição a Este recebem o máximo de radiação solar directa durante a manhã. Contudo, como nessa parte do dia a temperatura do ar é mais baixa, a fusão da neve é menor do que durante a tarde nas áreas expostas a Oeste. É de acrescentar ainda, que nas superfícies expostas a Este, a maior cobertura da neve contribuía também para um maior albedo, o que significa que essas áreas tinham um balanço radiativo inferior (Vieira, 2004).

2.2. A VEGETAÇÃO E A OCUPAÇÃO DO SOLO

A modificação do comportamento dos elementos climáticos com o aumento da altitude vai determinar a distribuição altitudinal das espécies vegetais, consoante os seus limites de tolerância climática, de tal forma que dão origem a andares de vegetação (Huggett, 1995).

O conhecimento das características botânicas da Serra da Estrela começou com a expedição organizada em 1881 pela Sociedade de Geografia de Lisboa (Henriques, 1883). No entanto, as características gerais da distribuição das principais comunidades vegetais da Serra da Estrela foram definidas por Pinto da Silva e Teles (1980), que definiram três andares de vegetação: o basal, o intermédio e o superior.

O andar basal vai até aos 800 m de altitude. Neste andar a influência do povoamento humano é muito significativa na vegetação espontânea. Por essa razão, dominam várias etapas de degradação dos bosques climácicos, como o matagal, os matos rasteiros de *Cistus* e *Lavanda* e os prados abertos ou semi-naturais.

No andar intermédio, que se situa entre os 800 e os 1600 m de altitude, a vegetação potencial é formada por bosques de *Quercus pyrenaica*, de *Betula celtiberica, Taxus baccata* e bosques caducifolios de *Quercus rotundifolia*. No entanto, restam poucos exemplos de bosques climácicos, surgindo como forma de degradação os urzais, giestais e caldoneirais.

O andar superior surge acima dos 1600 m nas áreas onde a acção do frio é mais intensa. A vegetação natural é composta por zimbrais rasteiros e caldoneirais.

Mais recentemente, Jansen (2002) faz uma abordagem geobotanica à vegetação da Estrela e identificou dois macrobioclimas: o temperado e o mediterrâneo. O andar temperado pode encontrar-se nas vertentes expostas a Oeste e a Norte, e nos planaltos. O andar mediterrâneo domina nas vertentes expostas a Este, a menor altitude e em alguns vales. O macrobioclima temperado ocupa áreas mais vastas na montanha e divide-se em 3 ou 4 variantes: mesotemperado, supratemprado, orotemperado e pode também ocorrer o criorotemperado. O macrobioclima mediterrâneo divide-se em duas variantes: mesomediterrâneo e o supramediterrâneo (Fig. 2.3).

As variantes propostas por Jansen (2002) têm correspondência com os três andares Pinto da Silva e Teles (1980). O andar basal inclui o mesotemperado e o mesomediterrâneo. A vegetação potencial do andar mesotemperado é constituída por bosques de carvalhos caducifólios, onde domina o *Quercus robur*. A vegetação potencial do andar mesomediterrâneo é dominada pelos bosques perenifólios com Q*uercus suber*, nas áreas mais

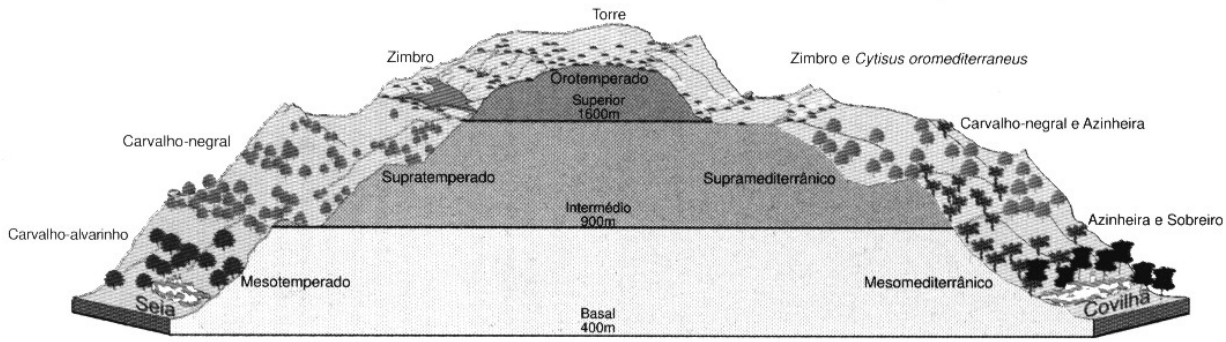


Figura 2.3 – Esquema da distribuição das variantes altitudinais da vegetação na Serra da Estrela (adaptado de Jansen, 2002).

húmidas e, nas menos húmidas, domina o *Quercus rotundifolia*. O andar intermédio inclui o supratemperado e o supramediterrâneo. A vegetação potencial do primeiro é formada por bosques de *Quercus pyrenaica*. Nos solos mais húmidos, poderão surgir bosques de *Fraxinus angustifolia*. No andar supramediterrâneo a vegetação potencial é formada por bosques caducifólios ou mistos com *Quercus pyrenaica* e *Quercus rotundifolia*. No andar superior, encontra-se o orotemperado e o criorotemperado, nos quais a vegetação potencial é constituída por zimbrais rasteiros, com *Cytisus oromediterraneus* ou *Pinus sylvestris*). Também se observa vegetação edafófila, como as comunidades de rochedos, cascalheiras, turfeiras, formações de pequenos ribeiros e lagos e prados tolerantes à neve (quionófilos) e ao gelo (Jansen, 2002).

Jansen procurou identificar as relações entre o clima e a distribuição da vegetação. Para além da influência macroclimática mediterrânea e atlântica, que se manifesta na distribuição da temperatura e da precipitação e que tem reflexos na vegetação, reconhece, também, a relação dos topoclimas e microclimas com os tipos de comunidades vegetais. A distribuição da vegetação pode surgir como resposta à exposição, à topografia, às áreas em que a neve se mantém durante mais tempo, bem como aos sistemas de brisas de montanha e de vale. O autor considera que a complexidade climática se reflecte na vegetação e por isso em todos os macrobioclimas principais ocorrem diversos microhabitats.

O conhecimento da ocupação do solo fornece informações importantes sobre a forma como as superfícies reagem à radiação solar, e sobre a radiação emitida ou reflectida por estas. Para conhecer a ocupação do solo, construi-se o mapa do uso do solo da Serra da Estrela, com base na imagem de satélite Landsat 5TM para 27 de Junho de 1998. Os procedimentos aplicados na sua elaboração são explicados no capítulo 4. Depois da data em foi registada a imagem de satélite, as áreas que sofreram maiores modificações, devido à acção dos incêndios foram as

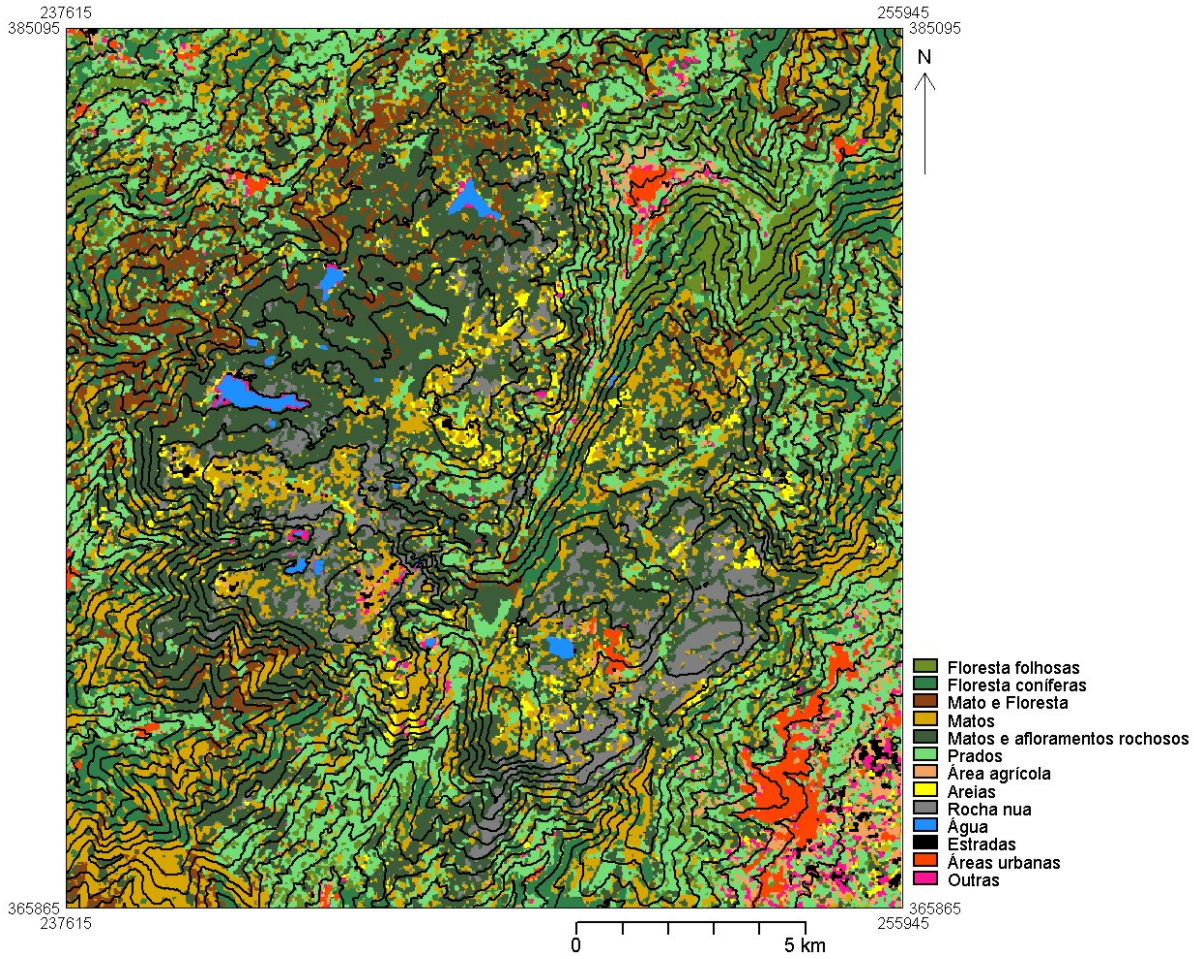


Figura 2.4 – Mapa do uso do solo na Serra da Estrela definido com base na classificação da imagem Landsat 5 TM de 27 de Junho de 1998.

de floresta, principalmente de coníferas. Os matos, que ocupam a maior parte da Serra, também são alvo dos incêndios, mas o uso do solo mantém-se. Foram identificadas 13 classes (Fig. 2.4). Os *Matos e os Afloramentos rochosos* constituem a classe que ocupa maior área na Serra (30%), e localizam-se nos planaltos e nos sectores superiores das vertentes que contactam com os planaltos. Muitos dos afloramentos rochosos são blocos morénicos, rodeados de arbustos. Os *matos* e os *prados* possuem respectivamente 17,6% e estão disseminados por toda a Serra. No que diz respeito às *florestas*, dominam as *coníferas* (9,6%), relativamente às de *folhosas* (6,3%). As *coníferas* podem encontrar-se nos vales, que entalham os planaltos principais e as *florestas de folhosas* estão bem representadas na bacia de Manteigas. Os *Matos e Floresta* situam-se nos planaltos e nos sectores superiores dos vales, e incluem a escassa vegetação de porte arbóreo que existe nestas áreas mais elevadas da Serra (6,6%). A classe dos *afloramentos rochosos* (4%) situa-se nas áreas de maior altitude nos planaltos e nos vales, em especial onde o declive é mais acentuado. Com menor

percentagem de ocupação surgem as *áreas agrícolas*, que estão representadas em toda a Serra (1,9%). Relativamente às superfícies construídas, as povoações (Covilhã, Manteigas, Penhas da Saúde e Sabugueiro) representam 1,7% dos píxeis e as estradas 0,5%. As areias resultantes da meteorização do granito, encontram-se predominantemente nos planaltos, onde a influência da erosão glaciária não se fez sentir (1,6%). Por fim a água das barragens e represas representa 0,5%, e existe ainda uma classe constituída pelos píxeis que não foi possível classificar (1%).

2.3. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS REGIONAIS DA SERRA DA ESTRELA

2.3.1. A individualidade do clima da Serra da Estrela

Em Portugal continental os padrões de distribuição da temperatura do ar e da precipitação são controlados pelas posições latitudinal e longitudinal e pela distância ao oceano. A influência da latitude manifesta-se no aumento da temperatura à medida que caminhamos para o Sul do país, devido ao facto de os raios solares estarem mais altos no horizonte, e de a nebulosidade ser menor, o que resulta numa radiação global superior. No que diz respeito à precipitação, a passagem de depressões com origem no Atlântico associadas a perturbações frontais diminui de Norte para Sul, onde aumenta a precipitação originada por depressões convectivas que nascem no Atlântico subtropical oriental (Fragoso, 2003). Estes factores traduzem-se numa diminuição do número de dias com precipitação, também de Norte para Sul que podem, ou não, resultar em menores valores de precipitação (Daveau *et al.*, 1977). No que diz respeito ao aumento da distância ao oceano, esta traduz-se num acentuar dos extremos térmicos e numa diminuição da humidade.

O fluxo dominante do vento é de Sudeste e de Oeste, uma vez que, segundo Ramos (1987), a Península Ibérica fica estatisticamente na transição entre uma dorsal atlântica e um vale europeu (sendo influenciada a maior parte das vezes pelo seu flanco oriental), isto é, fica sob a influência de situações de bloqueio ou de circulação zonal de Oeste. Ramos (1987) estudou as situações sinópticas que afectaram Portugal continental durante o período de 1950/51 a 1979/80 e verificou o domínio da circulação meridiana (61%) devido à maior frequência de situações de bloqueio (gotas de ar frio e anticiclones) sobre a zonal (39%).

Neste quadro geral, a presença de uma montanha vai induzir modificações no clima. A Serra da Estrela, situada no interior de Portugal a Norte de Coimbra, fica sujeita à influência das massas de ar de Oeste, que ao encontrarem a Serra são obrigadas a subir, o que resulta no aumento do número de dias com nebulosidade e com precipitação na Serra. Apesar de, tal como refere Ferreira (2005), o aumento do número de dias de precipitação na Estrela não ser proporcional ao aumento dos valores de precipitação, que são muito superiores, o que sugere uma maior intensidade dos eventos de precipitação, aspecto que é típico de montanhas mediterrâneas. Durante o Inverno, devido à altitude, a precipitação pode ser sob a forma de neve.

As massas de ar de Oeste ao encontraram a Serra são obrigadas a subir e vão condensar a barlavento. Do lado a sotavento a nebulosidade é menor, porque as massas de ar perderam humidade durante o seu percurso ascendente, e no trajecto descendente a temperatura do ar

aumenta por compressão adiabática. Como resultado, a sotavento os extremos térmicos são maiores do que nas áreas situadas à mesma altitude nas na vertente a barlavento.

Em situações em que o céu está limpo e o vento é fraco, vão desenvolver-se sistemas de brisas de vale, e ventos anabáticos (de dia); e de montanha e catabáticos (de noite), como resultado das diferenças térmicas entre os fundos de vale e os interflúvios. As temperaturas máximas do ar são mais elevadas nos vales interiores, e as mínimas são por vezes mais baixas nesses vales do que nos interflúvios adjacentes. Nessas situações atmosféricas, durante a noite e madrugada pode formar-se uma cintura térmica nas vertentes, onde a temperatura do ar é mais elevada e a geada e o nevoeiro são menos frequentes, o que significa que as condições para a prática agrícola são mais favoráveis. Também, com as mesmas condições atmosféricas, e quando a humidade é elevada junto ao solo, podem ainda formar-se de madrugada e manhã, nos fundos de vale, nevoeiros de radiação (ver capítulo 1).

De uma forma geral, a posição da Serra no território contribui para que, tal como referem Daveau *et al.* (1977), o clima da Estrela esteja na transição entre um clima Mediterrâneo típico, dominante a Sul e interior, e um tipo Atlântico dominante a Noroeste. A transição é definida pela duração do período seco, que é mais reduzido a Oeste. Esta dissimetria deve-se à orientação da Serra, perpendicular ao fluxo dominante de Oeste a Noroeste (Daveau *et al.*, 1985).

Considerando a influência da Serra da Estrela nos elementos do clima, Daveau *et al.* (1985) classificaram, o clima da Serra da Estrela como de "Maçicos com diferentes características climáticas". Trata-se de um clima que "apresenta características semelhantes ao das regiões envolventes, mas com um cunho mais atlântico. No entanto, em alguns vales profundos e em vertentes mais protegidas da circulação dominante a componente continental pode ser bem visível" (Daveau *et al.* 1985, p.31).

A classificação apresentada tem a limitação de considerar várias montanhas no mesmo grupo, apesar da Serra da Estrela se distinguir das outras, pelo facto de ter maior altitude, e por isso as temperaturas do ar são mais baixas e a presença de neve faz-se sentir por muitos dias ao longo do ano.

Precisamente no mapa dos contrastes térmicos de Daveau *et al.* (1985), observa-se essa individualidade climática, uma vez que o sector a maior altitude na Serra da Estrela foi classificado como tendo um Inverno muito frio, sendo definido por uma temperatura mínima média do mês mais frio inferior a 1ºC e por um número de dias com mínimo inferior a 0ºC superior a 40 dias. No mesmo mapa, a Cordilheira Central é considerada como tendo um Verão fresco, e a temperatura máxima média do mês mais quente é inferior a 23ºC e o número

de dias com máximo superior a 25ºC é inferior a 20 dias. É de salientar a importância da topografia no controlo das temperaturas do ar, sendo, muitas vezes as vertentes afectadas por situações de cintura térmica, o que origina temperaturas superiores (Ferreira, 1985 e Ventura, 1986). No que diz respeito aos vales encaixados da Cordilheira Central, estes são definidos como tendo uma temperatura mais elevada, sendo os Invernos frescos e os Verões quentes.

Alcoforado *et al.* (1993) estudaram o clima de Portugal com base na aplicação dos índices de Gaussen e Emberger, e salientaram as diferenças climáticas dos maciços montanhosos. Considerando o índice de Gaussen, que estima a secura, a Serra da Estrela surge no clima sub-húmido, devido essencialmente às precipitações orográficas. No que diz respeito ao Índice bioclimático de Emberger, onde é usada a precipitação anual e o grau de continentalidade, a Estrela é incluída no "andar bioclimático de montanha", uma vez que a elevada altitude vai manifestar-se nas baixas temperaturas máximas e mínimas, o que faz com que se individualize do resto do país.

2.3.2. Temperatura do ar

O regime anual da temperatura do ar é simples, com o máximo em Julho e o mínimo em Janeiro (Fig. 2.5). Para as três estações meteorológicas de maior altitude, no período de 1957/85, o mês com temperatura média mais baixa foi Janeiro (Penhas Douradas = 2,5ºC; Lagoa Comprida =1,6ºC e Penhas da Saúde = 1,3ºC). Os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro apresentam temperaturas mínimas inferiores a 0ºC. No Inverno a temperatura máxima média é próxima de 4/6ºC. No Verão a temperatura mínima média é superior a 11ºC e a máxima média é superior a 20ºC. O mês mais quente é Julho (temperatura média nas Penhas Douradas =17,4ºC; Lagoa Comprida = 15,8ºC e Penhas da Saúde = 16,2ºC). Considerando a temperatura média anual e as médias mensais das três estações meteorológicas da Serra, estima-se uma diminuição de 0,6ºC/100 m, para um r^2>0,99, o que corresponde ao arrefecimento de uma massa de ar saturada. Foi estimada uma temperatura média anual inferior a 7ºC nos planaltos acima dos 1600m, com o sector da Torre mais frio (temperatura média anual de 3 a 4ºC). O mês mais frio é Fevereiro e a temperatura estimada para o Alto da Torre foi de -1,7ºC. O mês mais quente é Julho com uma temperatura do ar estimada de 11,8ºC no Alto da Torre.

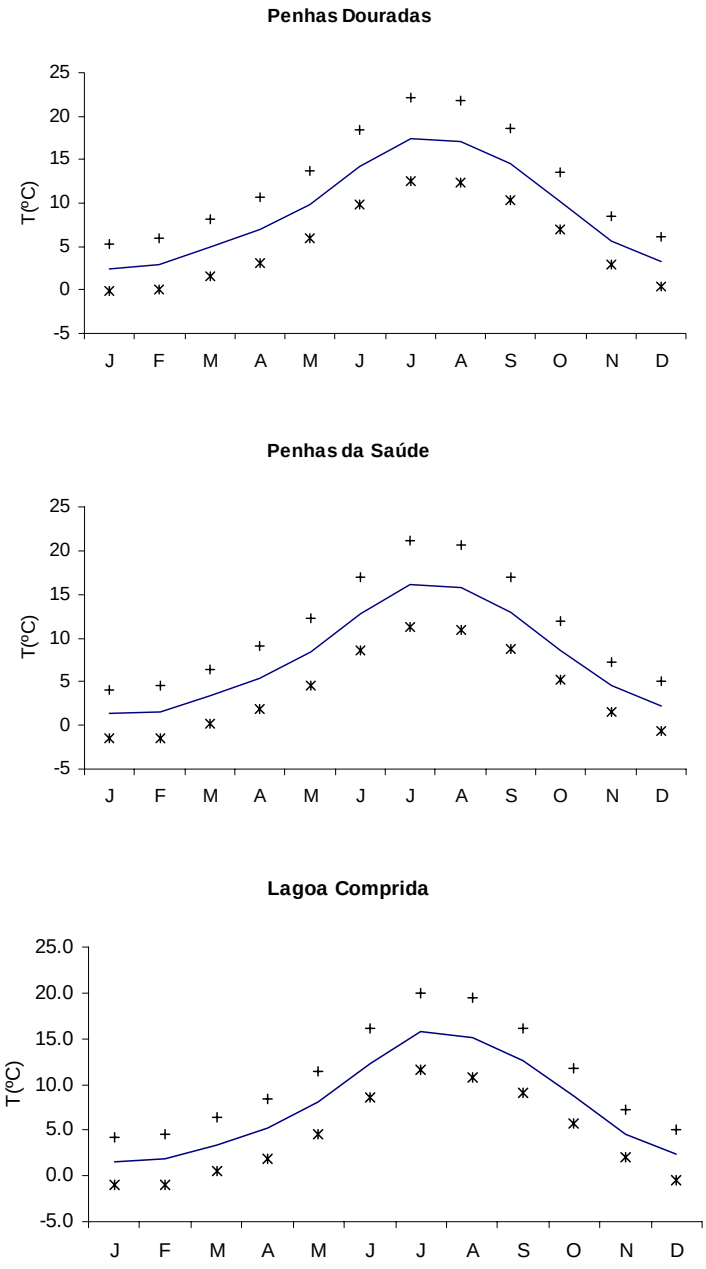


Figura 2.5 - Regime da temperatura média, média máxima e média mínima, para o período de 1957 a 1985 (Fonte: Anuário Climatológico de Portugal do Instituto de Meteorologia e Geofísica).

2.3.3. Precipitação

No que diz respeito à precipitação, o regime é mediterrâneo, o que se manifesta na secura estival e na irregularidade interanual. Os valores mínimos ocorrem geralmente em Julho e Agosto, com valores médios mensais inferiores a 23 mm para as três estações de maior altitude (Penhas Douradas, Penhas da Saúde e Lagoa Comprida) no período de 1941-70 (Fig. 2.6). Os quantitativos máximos ocorrem no Inverno, mas a Primavera e o Outono podem ter também precipitação elevada. Considerando os registos anuais da precipitação para as três

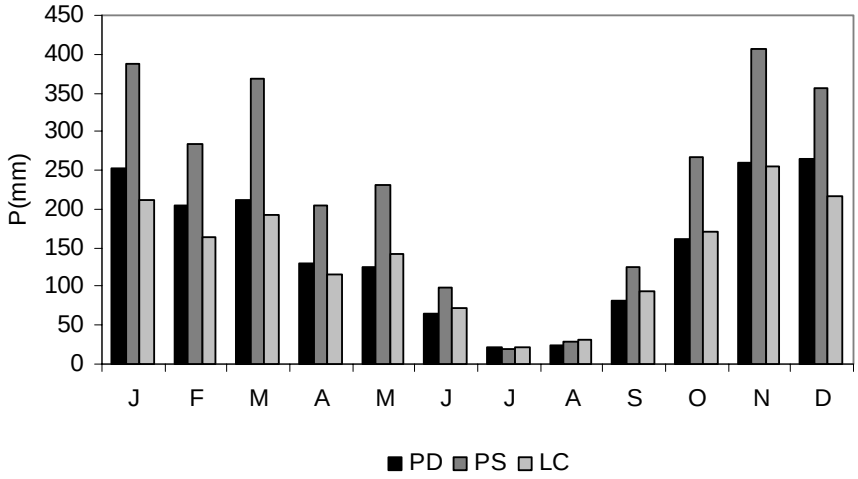


Figura 2.6 – Precipitação média mensal para as normais climatológicas de 1941-70 nas estações meteorológicas das Penhas Douradas, Penhas da Saúde e Lagoa Comprida (Clima de Portugal, Normais climatológicas 1941-70, do Instituto de Meteorologia e Geofísica).

estações de altitude (período de 1931-1960) Daveau *et al.* (1977) estimaram que, nos altos planaltos da Serra da Estrela, a precipitação seja superior a 2500mm.

As áreas de planalto situadas acima dos 1400 m, e que incluem as três estações meteorológicas Penhas da Saúde, Penhas Douradas e Lagoa Comprida, recebem entre 2000 e 2500 mm por ano. No entanto, se se observar com maior pormenor o mapa da distribuição da precipitação, a área mais húmida encontra-se deslocada para leste, abrangendo os planaltos da Torre - Penhas Douradas e do Alto da Pedrice – Penhas da Saúde, situando-se este último a menor altitude (Daveau *et al*, 1977, Fig. 2.7). A dissimetria na distribuição da precipitação, entre a fachada ocidental e oriental, deve-se a factores locais, como o relevo, que controla a divergência e a convergência das massas de ar. Segundo Daveau *et al.* (1977), a convergência de massas de ar no planalto da Pedrice pode explicar os valores elevados de precipitação no local. Os vales interiores também recebem elevados quantitativos de precipitação: como exemplo, cite-se, o vale da Alforfa, aberto a SW e que recebe as massas de ar pluviogénicas vindas dessa direcção. Nas bases dos flancos da Estrela, registam-se os valores mais baixos de precipitação, que variam entre os 1000 e os 1200m.

Ao comparar os valores de precipitação com o número de dias com precipitação, Daveau *et al.* (1977) observaram que os padrões eram diferentes (Fig. 2.8. e 2.9). O número mais elevado de episódios de precipitação situa-se no topo (Alto da Torre) e está deslocado para Noroeste (140 dias por ano). Nessa área da Serra há um número elevado de dias com fraca precipitação, que resultam da deslocação de superfícies frontais de Oeste, que dão origem a uma chuva fraca e contínua. As situações com quantitativos de precipitação mais elevados

ocorrem com maior frequência no planalto do Alto da Pedrice-Poios Brancos, e correspondem a um número reduzido de episódios de precipitação intensa. O número mínimo anual de dias com precipitação ocorre na base dos flancos Sudeste e Noroeste da Estrela (100-110 dias) e na área de Valhelhas, que se encontra numa posição de abrigo (70-80 dias).

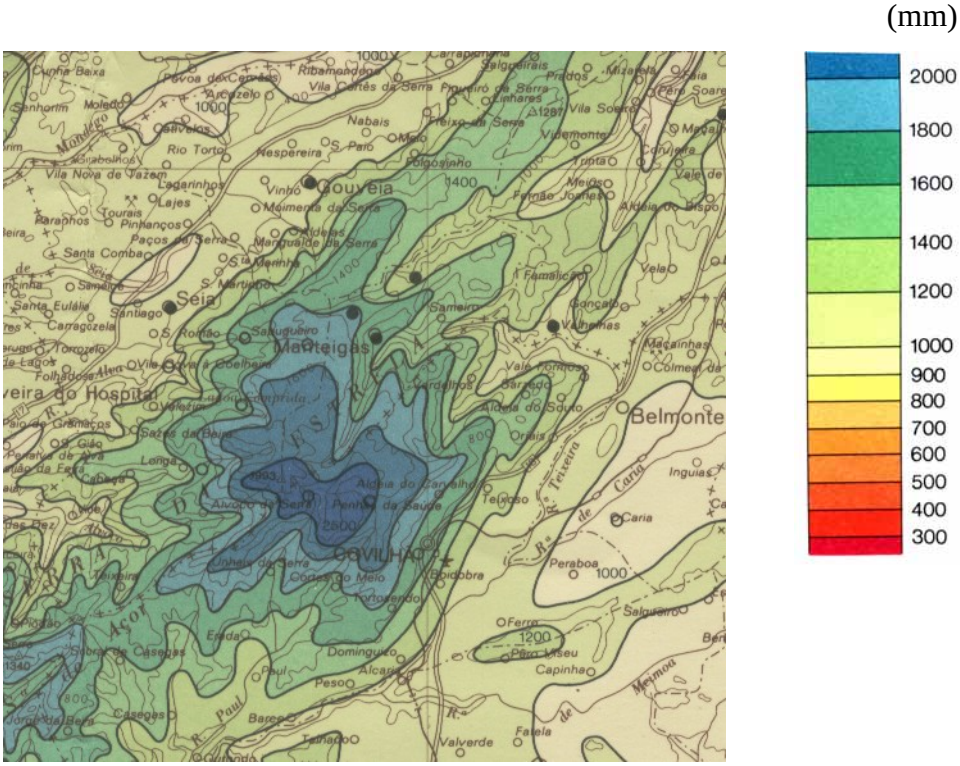


Figura 2.7 - Precipitação anual na área da Serra da Estrela (Extraído do mapa da precipitação de Portugal para o período de 1931-1960, na escala 1:50 000, *in* Daveau *et al.*, 1977).

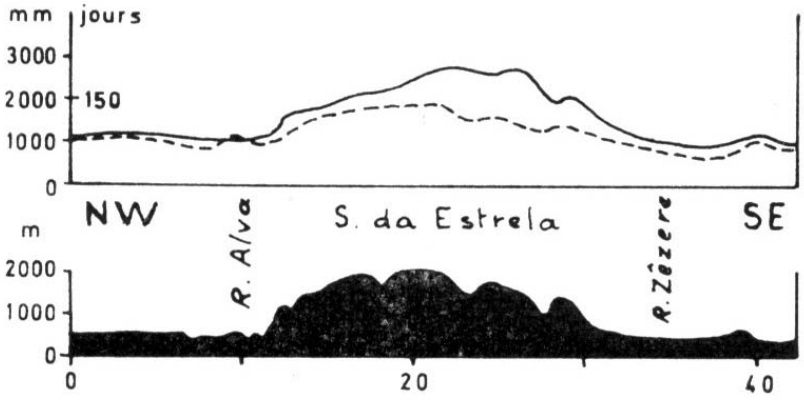


Figura 2.8 - Perfil pluviométrico da Serra da Estrela. A linha contínua representa a precipitação em mm e a descontínua, o número de dias de precipitação. (Daveau *et al*., 1977).

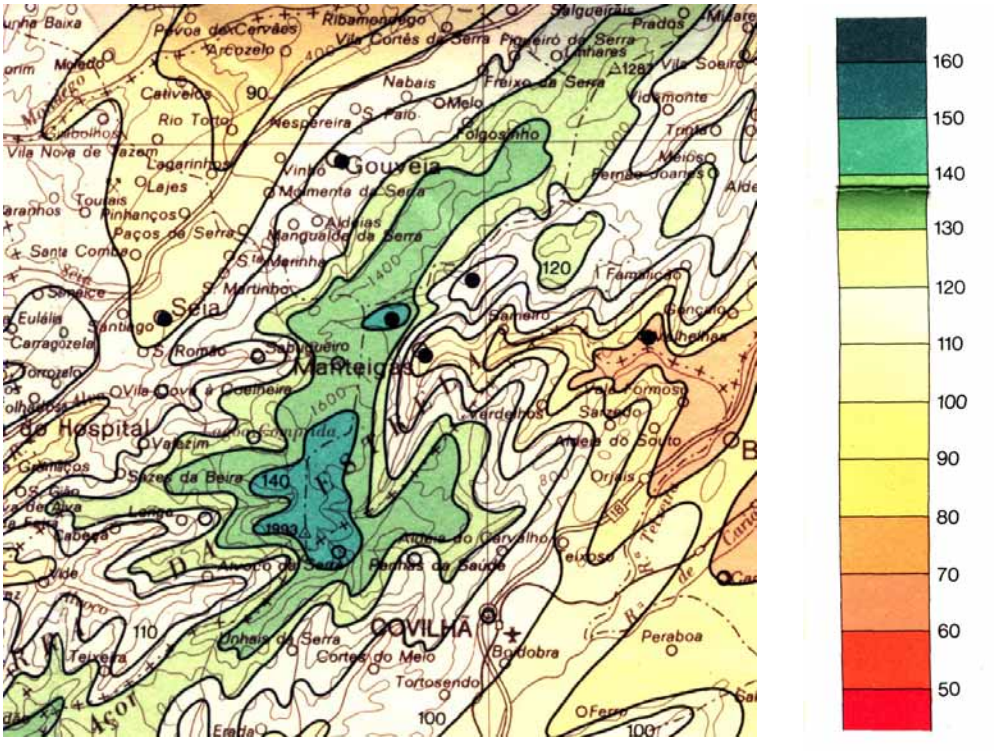


Figura 2.9 - Número anual de dias com precipitação na área da Serra da Estrela (extraído do mapa da precipitação de Portugal, no período de 1931-1960, na escala 1:50 000, *in* Daveau *et al.* 1977).

Daveau *et al.* (1977) constataram que, mesmo em situações com fluxo do vento diferente, a vertente SE recebe mais precipitação do que a Noroeste. As autoras estudaram situações com fluxo de Noroeste e de Sudoeste. Quando as massas de ar são dominantes de Noroeste, tal como está representado para Dezembro de 1959 (Fig. 2.10), há um forte gradiente pluviométrico na fachada ocidental, cerca de 107mm entre Seia e o Sabugueiro. No seu percurso ascendente, o fluxo diverge no sector mais elevado da Serra, e na Lagoa Comprida, situada maior altitude a precipitação é menor (409 mm em 26 dias), do que no Sabugueiro (811 mm em 24 dias), no Vale de Rossim (524 mm em 26 dias) e nas Penhas Douradas (622mm em 25 dias), que estão situados a menor altitude, mas numa área de convergência do fluxo. A sotavento do maciço há convergência lateral das massas de ar, o que vai contribuir para aumentar a velocidade do vento, e aumentar também os valores de precipitação, concentrados em menores, episódios (Penhas da Saúde 555 mm e Covilhã 530 mm em 23 dias). O fluxo do vento sofre, então, uma deflexão e forma-se uma curvatura ciclónica que acentua a ciclógenese à direita do obstáculo, tal como referido por Daveau *et al.* (1977) e observado por Ferreira (1980) nos Açores.

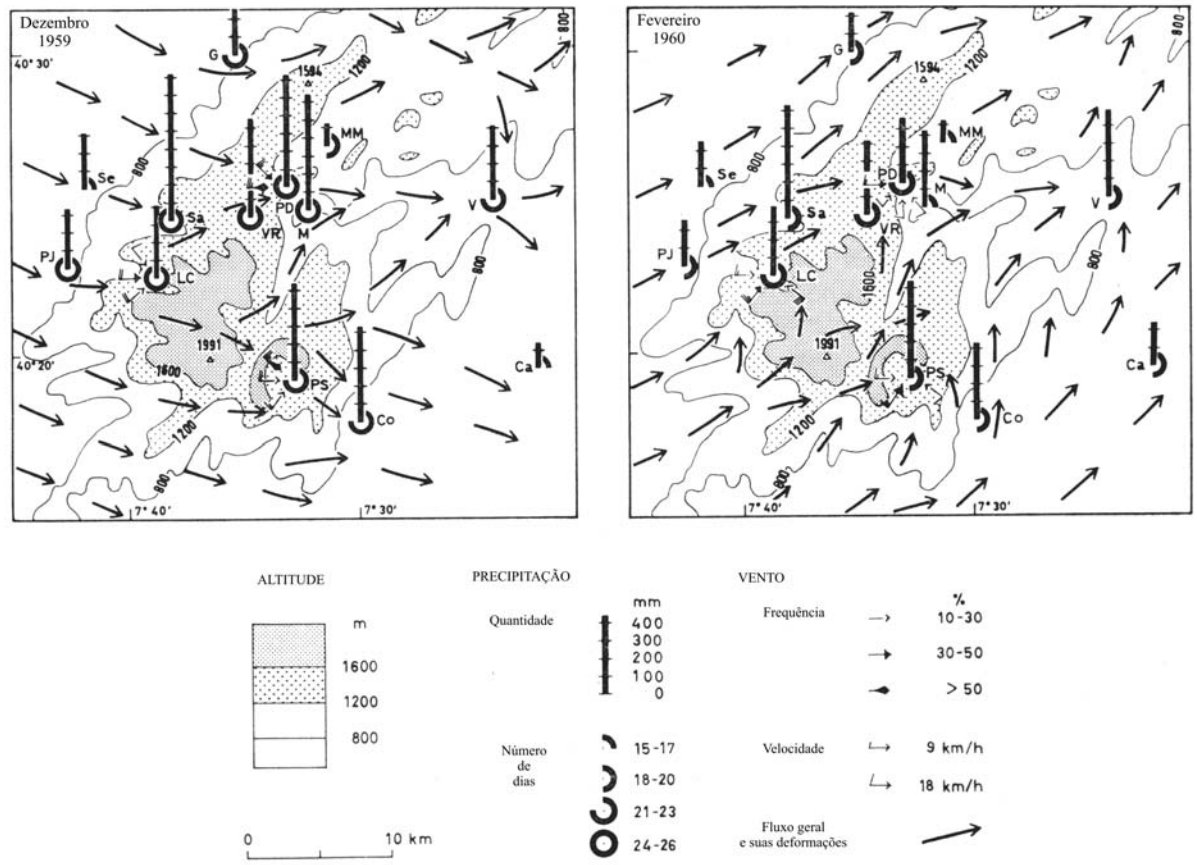


Figura 2.10 – Precipitação e trajectória das massas de ar na Serra da Estrela em Dezembro de 1959 e Fevereiro de 1960. Se - Seia, Pj- Ponte de Jugais; G - Gouveia, Sa - Sabugeiro, Vr - Vale de Rossim, Pd - Penhas Douradas, M - Manteigas, MM – Manteigas Mondego, Lc -Lagoa Comprida, Ps - Penhas da Saúde, Co - Covilhã, Ca- Caria e V- Valhelhas (Daveau *et al*., 1977).

Em Fevereiro de 1960 com o fluxo de Sudoeste, é nas Penhas da Saúde que a precipitação é mais intensa (553 mm em 21 dias). A Lagoa Comprida está abrigada, e recebe menos quantitativos (381mm em 22 dias), e o Sabugueiro recebe mais precipitação (642 mm em 20 dias), porque está aberto aos ventos de Sudoeste e situado num ponto de convergência das massas de ar, que foram previamente desviadas pelo maciço. As Penhas Douradas estão ao abrigo e situam-se também num ponto de divergência (369mm em 22 dias). Por outro lado, a estação de Manteigas, apesar de situada a menor altitude, encontra-se num ponto em que confluem as massas de ar canalizadas pelo Zêzere e pelo planalto das Penhas Douradas, e por isso recebe mais precipitação (422 mm em 17 dias). Outro exemplo de confluência de massas de ar é o que acontece em Valhelhas, onde convergem massas de ar canalizadas pelos vales do Zêzere e de Beijames e, apesar da menor altitude, dão origem a importantes quantitativos de precipitação (488mm em 18 dias).

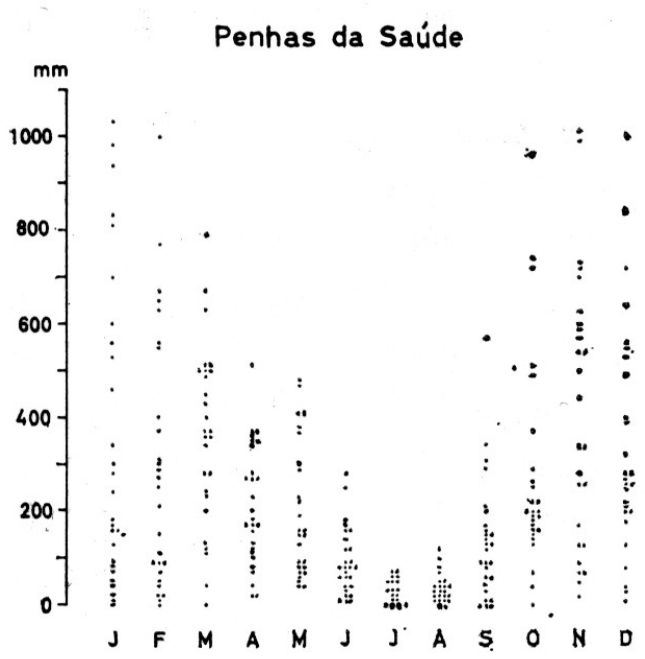


Figura 2.11 – Valores mensais da precipitação nas Penhas da Saúde ocorridos no período de 1942 a 1968 (Daveau, 1972).

É de salientar que, em ambas as situações, a vertente Sudeste recebe mais precipitação do que a Noroeste, num menor número de dias, e que é nas altas vertentes expostas directamente às massas de ar que os quantitativos são maiores.

Daveau (1972) estudou os episódios de chuva intensa em Portugal, tendo utilizado uma série de 27 anos (1942-68), e estando incluídas nesse estudo as estações das Penhas da Saúde, Gouveia, Guarda e Valhelhas. Verificou que, na região da Serra da Estrela, o regime da chuva é marcado por episódios de chuva intensa que se prolongam por vários dias. No entanto, a sua ocorrência é irregular. Por exemplo, para a estação das Penhas da Saúde (Fig.2.11), é possível observar a irregularidade do regime, devido aos valores mais extremos entre Setembro e Abril. É de destacar o carácter mais irregular dos meses de Outubro e Fevereiro, e o comportamento mais regular do mês de Janeiro e dos meses de Verão.

2.2.4. Neve

A precipitação no Inverno, devido às baixas temperaturas pode ocorrer sob a forma de neve (Fig. 2.12). No entanto, a queda de neve não é mais frequente do que a de chuva. Para o período de 1941/70, nas três estações situadas a maior altitude, só no mês de Fevereiro é que houve, em média, mais dias de neve do que de chuva (Penhas Douradas 6 dias de neve e 7 de chuva; Lagoa Comprida 8 dias de neve e 4 de chuva e Penhas da Saúde 6 dias de neve e de chuva). De uma forma geral, a cobertura de neve na Serra é irregular, quer ao nível interanual

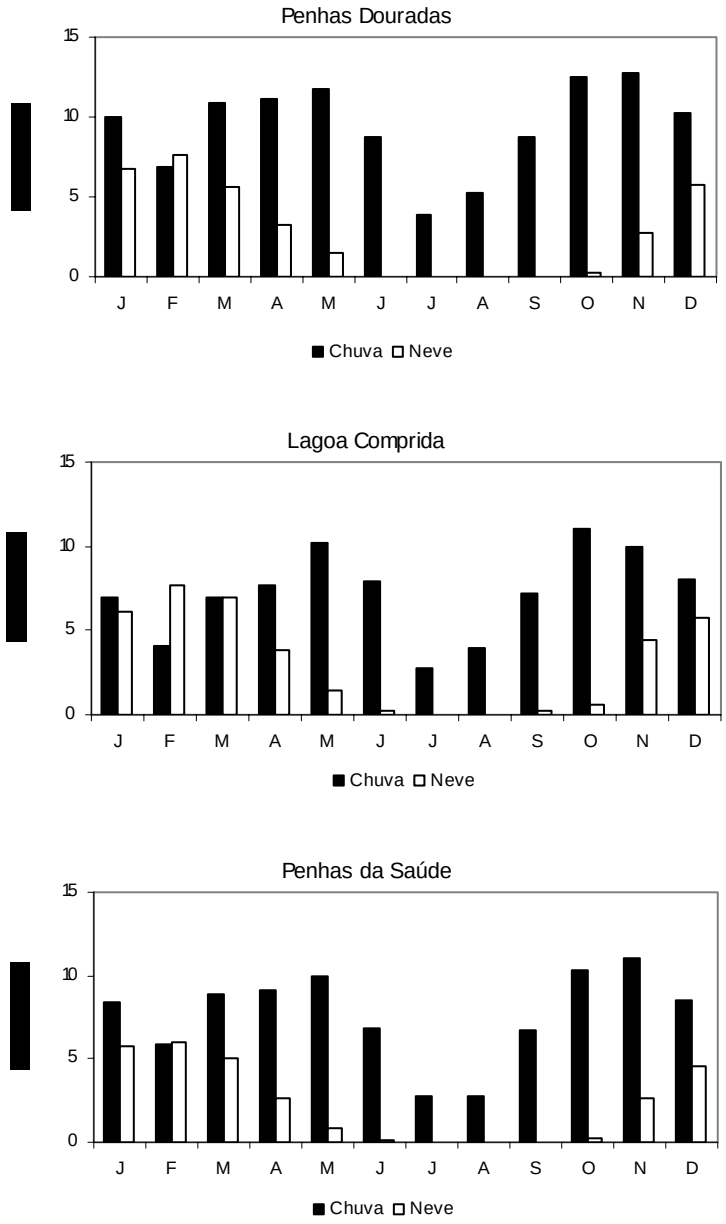


Figura 2.12- Número de dias de chuva e de neve na Serra da Estrela (Clima de Portugal, Normais climatológicas de 1941-70, Instituto de Meteorologia e Geofísica).

quer ao nível intermensal. A neve pode ocorrer de Outubro a Maio e, na estação meteorológica das Penhas da Saúde, pode ter maiores valores. Pode também, nessa estação meteorológica, ocorrer em Setembro, mas não se mantém no solo (Figs. 2.12 e 2.13). No entanto, o estudo da neve é difícil porque os dados são raros e os registos apenas dizem respeito ao número de dias com neve e de solo coberto de neve.

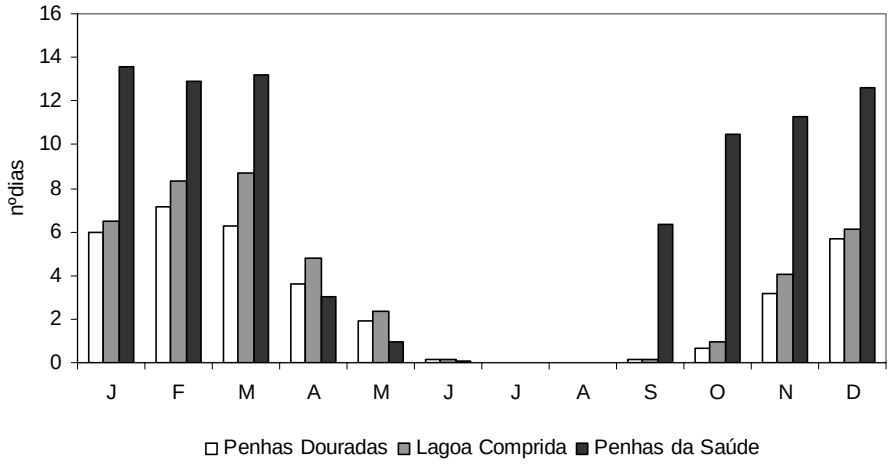


Figura 2.13 - Número médio mensal de dias com neve no período de 1957 a 1985 (Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica).

O número de dias de solo coberto de neve para o período de 1957/85, é máximo na Lagoa Comprida (em média 51 dias por ano), seguindo-se as Penhas Douradas (41 dias em média por ano), e por último as Penhas da Saúde (em média 31 dias por ano, Fig. 2.14). A altitude, a posição topográfica e a exposição são os factores principais na manutenção da neve no solo. A estação da Lagoa Comprida é a que apresenta maior número de dias de solo coberto de neve, devido à sua maior altitude, e consequentemente a temperatura é mais baixa, o que significa que a fusão da neve vai ser mais lenta. A estação das Penhas Douradas, apesar de situada a menor altitude, do que a das Penhas da Saúde, tem maior número de dias de solo coberto de neve, por estar exposta a Este, enquanto as Penhas da Saúde, apesar de registar um maior número de dias de neve, devido à exposição a Sudeste recebe maiores quantitativos de radiação solar e, por isso, a neve funde mais depressa. Por outro lado, a estação da Penhas Douradas situa-se no limite do planalto e está mais protegida do vento, podendo ser uma área se acumulação de neve, enquanto a estação das Penhas da Saúde está mais exposta ao vento e, por isso, a ablação da neve é maior. Outro aspecto importante, que pode contribuir para a manutenção da neve nas Penhas Douradas é o facto de o número de dias com nevoeiro ser mais elevado nesta estação, o que significa que a superfície recebe menos radiação de pequena onda para fundir a neve (Fig.2.15). O nevoeiro, mais frequente nas estações a barlavento, está relacionado com a ascensão das massas de ar de Oeste.

A distribuição mensal do número de dias com solo coberto de neve, é semelhante ao número de dias com queda de neve, mas com uma duração menor no mês de Setembro, e não há dias de neve em Junho, uma vez que as temperaturas diurnas são suficientes para fundir a neve.

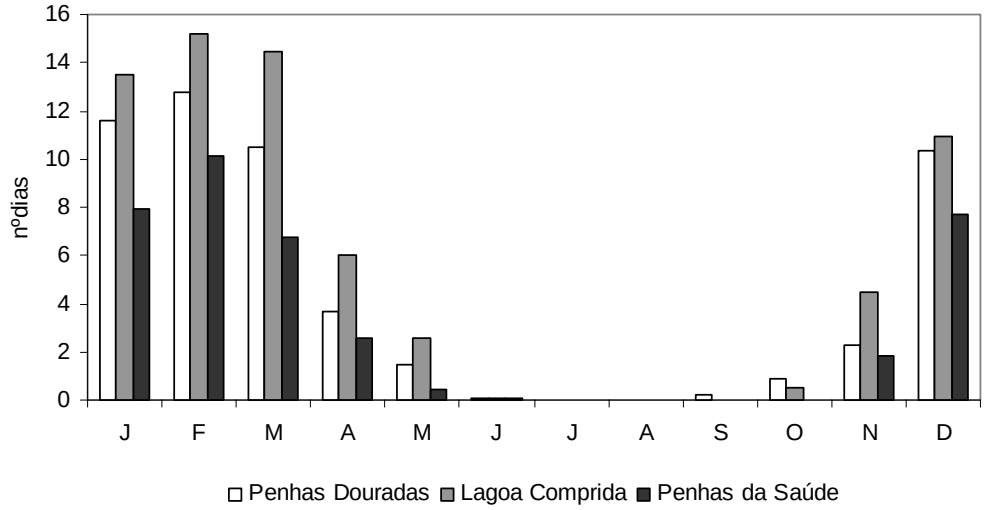


Figura 2.14 - Número de dias de solo coberto de neve no período de 1957 a 1985 (Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica).

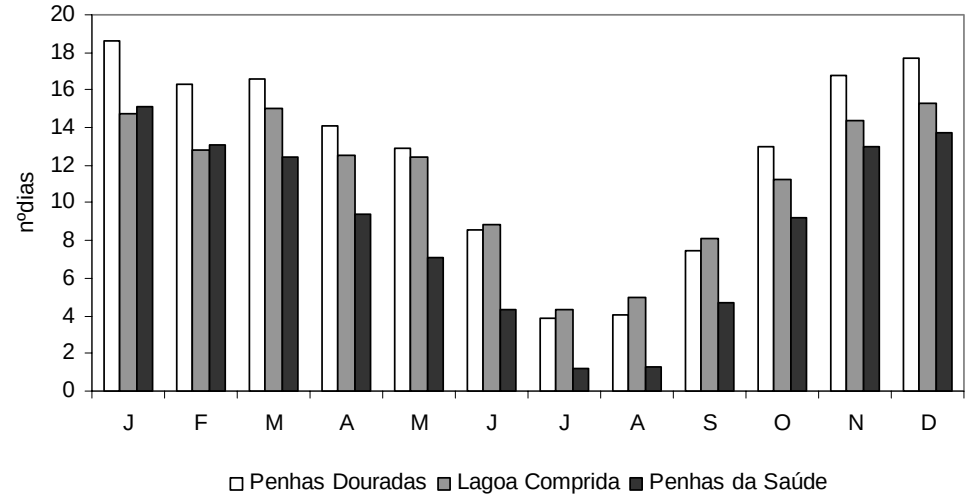


Figura 2.15 - Número de dias com nevoeiro no período de 1957 a 1985 (Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica).

Como os registos relativos à presença e espessura da neve no solo, são escassos, para ultrapassar essa limitação, Mora e Vieira (2004) usaram uma imagem de Landsat 5TM da manhã de 2 de Fevereiro de 1992, para estudar a influência da neve no balanço radiativo na Estrela. Os aspectos principais desta análise são abordados no capítulo 4. É de salientar que o recurso à detecção remota permite o estudo da espessura e da distribuição da neve, para além de possibilitar estudar as direcções dominantes do vento nesses períodos, uma vez que, nas áreas expostas ao vento forte a neve é varrida e nas abrigadas há acumulação.

2.3.5. Vento

O estudo do vento na Estrela é complexo, uma vez que a topografia local exerce um controlo importante no rumo dominante do vento, bem como na respectiva velocidade. O regime tem características diferentes para as três estações estudadas (Penhas Douradas, Penhas da Saúde e Lagoa Comprida).

A velocidade do vento é máxima no Outono e no Inverno, com médias mensais de Novembro a Março, de 15 a 30 km/h. No Verão, o vento é mais fraco, especialmente de Junho a Agosto, com velocidades entre 10 e 25km/h. Durante esse período, é no entanto, mais forte do quadrante Oeste e Noroeste para as Penhas Douradas e Penhas da Saúde e para o quadrante Sul na Lagoa Comprida (Figs. 2.17 a 2.21).

Nas Penhas Douradas, o regime é bimodal, e domina o vento de Oeste e de Sudeste. O vento de Oeste tem uma presença constante ao longo do ano, e tem também, maior a velocidade (cerca de 30km/h nos meses de Inverno). O rumo de Sudeste também tem uma frequência constante ao longo do ano, que é maior no mês de Outubro. De uma forma geral, a velocidade é constante ao longo do ano para cada rumo, variando entre 10 e 15km/h, só para os rumos de Oeste e de Noroeste, a velocidade é maior no Inverno (30 a 35 km/h).

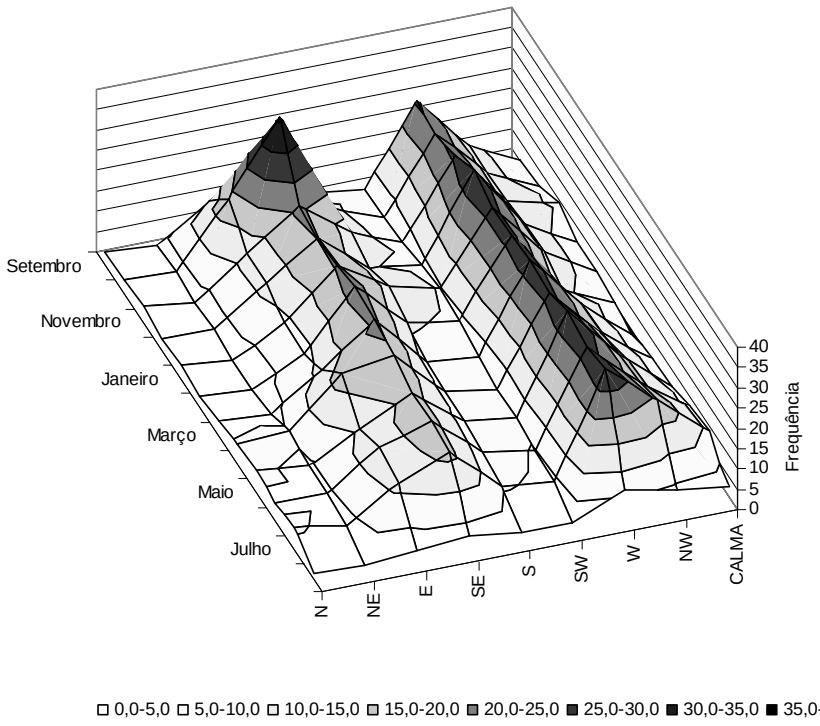


Figura 2.16 - Rumo do vento nas Penhas Douradas (no período de 1953/84, Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica).

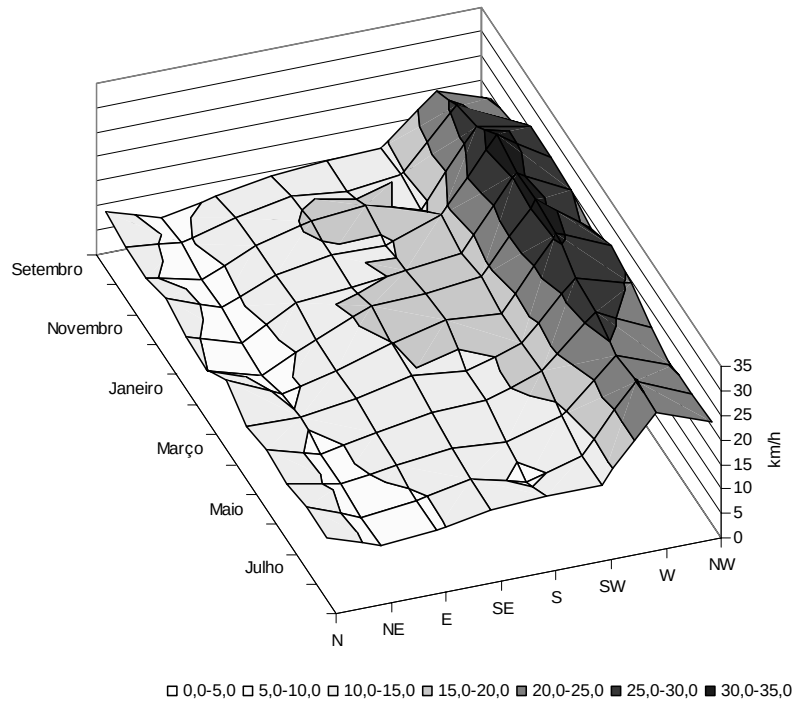


Figura 2.17 - Velocidade do vento nas Penhas Douradas (no período de 1953/84, Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica).

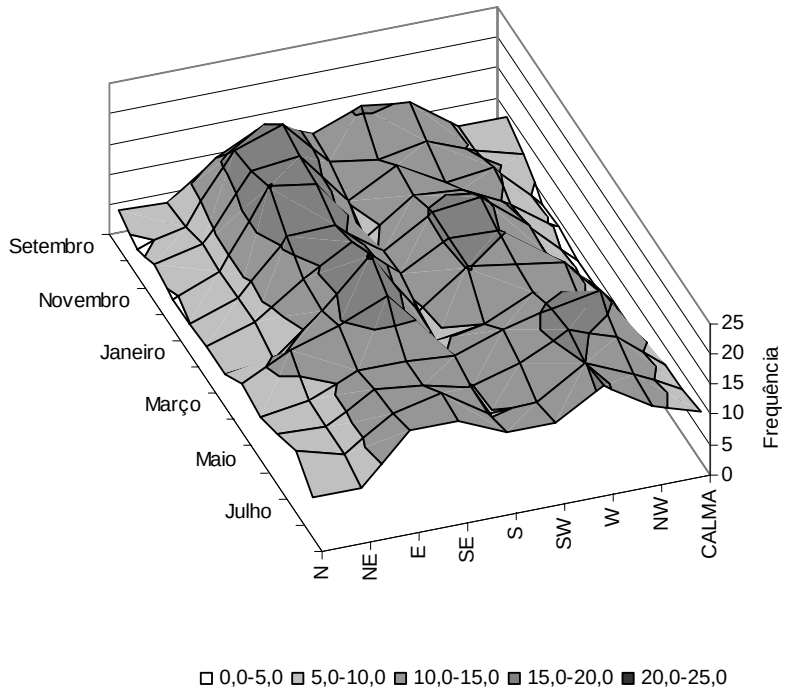


Figura 2.18 - Rumo do vento na Lagoa Comprida (no período de 1953/83, Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica).

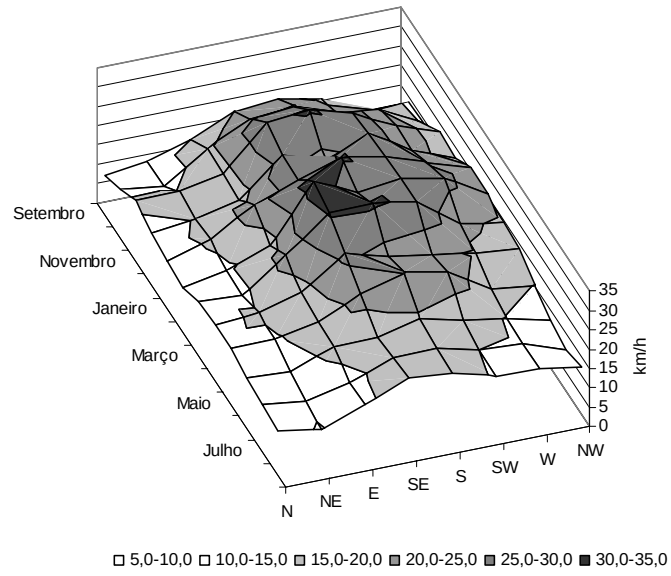


Figura 2.19 - Velocidade do vento na Lagoa Comprida (no período de 1953/84, Anuário Climatológico de Portugal, do Instituto de Meteorologia e Geofísica).

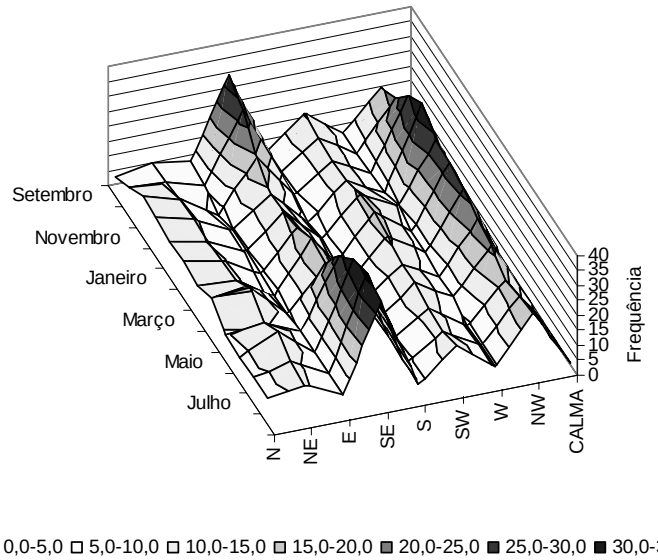


Figura 2.20 - Rumo do vento nas Penhas da Saúde (no período de 1953/84, Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica).

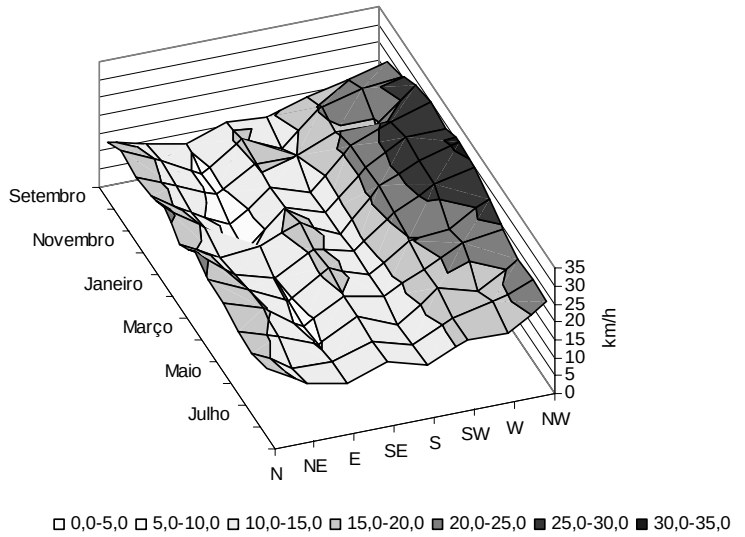


Figura 2.21 - Velocidade do vento nas Penhas da Saúde (no período de 1953/84, Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica).

Na Lagoa Comprida, o regime do vento também é bimodal, de Sudeste e de Oeste, mas com ventos mais fortes de Sul a Sudeste (de 20 a 30 km/h de Setembro a Maio). A velocidade do vento aumenta para todos os rumos no Inverno, principalmente para o rumo de Sudeste e Sul (entre 27 e 32km/h).

Nas Penhas da Saúde o regime é plurimodal, de Sudoeste, Sudeste e Noroeste. Domina o rumo de Sudeste de Maio a Outubro e de Noroeste no Inverno. De seguida, surge o vento de Sudoeste, também, com maior frequência no Inverno. Os outros rumos têm uma presença idêntica ao longo do ano. A velocidade, é maior para os rumo de Sudoeste, Oeste e Noroeste, e é máxima para este último, principalmente durante o Inverno (da ordem dos 30km/h). De resto, todos os outros rumos apresentam uma velocidade menor (de 5 a 10km/h), com tendência para aumentar no Inverno.

Em resumo, salienta-se que se observa um domínio das observações de Sudeste em todas as estações meteorológicas, apesar de não corresponderem à velocidade máxima. A segunda maior frequência de ocorrência é de Oeste a Noroeste, correspondendo a velocidades do vento mais fortes. No caso das Penhas da Saúde, a situação é mais complexa surgindo o rumo de Sudoeste como o terceiro mais frequente, principalmente no Inverno. Esta frequência de vento de Sudoeste nas Penhas da Saúde, pode estar relacionada com a influência da topografia local, que contribui para a divergência das massas de ar de Oeste, que ao encontrarem a Serra são obrigadas a contornar a Estrela, e são canalizadas para o vale das Penhas da Saúde. Esta trata-se de uma possibilidade apontada por Daveau *et al*. (1977, p.115), para a explicação das elevadas precipitações nas Penhas da Saúde.

2.4. APONTAMENTO FINAL

A Serra da Estrela faz parte da Cordilheira Central e, em termos morfológicos, é uma montanha constituída por dois planaltos principais, que têm vertentes de declive acentuado, com comandos superiores a 1000m.

No que diz respeito ao clima regional, a Serra da Estrela encontra-se na transição entre o *Atlântico*, que domina na fachada exposta a Oeste, e o *Mediterrâneo* que se faz sentir na fachada exposta a Este e nos vales interiores. A dissimetria climática é determinada pelo período seco, que é maior na oriental, e pela precipitação mais intensa e concentrada no tempo na fachada Este, enquanto a fachada Oeste é caracterizada por um maior número de dias de precipitação, mas com menor intensidade. A dissimetria na distribuição da precipitação deve-se às características do relevo, que controlam a divergência e a convergência das massas de ar; mas também aos fluxos regionais mais frequentes, em particular no que respeita aos fluxos de SW e de NW.

De uma forma geral, foi estimado que nos altos planaltos da Serra da Estrela a precipitação anual é superior a 2500mm e, nos sopés, varia entre os 1000 e os 1200m. A temperatura diminui em média 0,6ºC/100m, o que se traduz numa temperatura média anual no Planalto Superiores de 3 a 4ºC. No mês mais frio (Fevereiro) a temperatura estimada para o Alto da Torre é de -1,7ºC, e no mês mais quente (Julho), de 11,8ºC.

As características climáticas regionais têm reflexos na vegetação, e na serra dominam dois tipos, o macrobioclima temperado e o mediterrâneo. Contudo, devido à diversidade das formas de relevo, a vegetação no interior da montanha caracteriza-se por mosaicos complexos, que reflectem, em certa medida, a diversidade dos climas locais. Um dos factores que exerce influência significativa sobre as comunidades vegetais nos planaltos é a presença de neve e a sua manutenção no solo.

Durante o semestre frio das três estações meteorológicas dos planaltos, foi nas Penhas da Saúde que houve maior número de dias com queda de neve (média entre 10 e 14 dias de Outubro a Março). No entanto, o número de dias com solo coberto de neve, tem um comportamento diferente, e foi superior na estação da Lagoa Comprida, que se situa a maior altitude (média entre 10 e 15 dias de Dezembro a Março).

A influência da topografia no rumo dos ventos registados nas estações meteorológicas dos planaltos, é clara. Dominam as observações de Sudeste em todas as estações meteorológicas, embora não correspondam aos ventos com velocidades máximas. Seguem-se em termos de frequências de ocorrências, os ventos de Oeste a Noroeste, embora correspondendo a

velocidades mais fortes. No que respeita ao ritmo e regime sazonal, no Inverno o vento é geralmente mais forte, e dominam os rumos de Oeste e de Noroeste. O Verão é a estação com velocidades mais fracas e domina o rumo de Sudeste. Contudo, é importante referir que os dados do vento são apenas representativos do "sitio" da estação meteorológica, e que, para estudar o comportamento do vento na serra são necessários outros procedimentos, como a modelação numérica (Barry, 1992 e Whiteman, 2000), que não é levada a cabo nesta dissertação.

CAPITULO 3

REGIMES E CONTRASTES TÉRMICOS E PLUVIOMÉTRICOS

3.1. INTRODUÇÃO

No capítulo anterior realizou-se o enquadramento da Serra da Estrela, e as características climáticas abordadas resultaram fundamentalmente de trabalhos anteriores, e abrangem diversos elementos meteorológicos. O objectivo deste capítulo é estudar a distribuição da temperatura do ar e da precipitação na Estrela. É analisada a distribuição das temperaturas médias mensais e anuais na serra com o objectivo de identificar os padrões, bem como os factores que justificam essa distribuição. A precipitação é estudada com o objectivo de contribuir para o conhecimento da origem na dissimetria na sua distribuição na serra. Salienta-se que não foi possível estudar em maior detalhe outros elementos climáticos porque era necessário que existissem mais registos meteorológicos, ou que fossem instalados novos pontos de medição. Para além disso, o número de estações meteorológicas da rede do Instituto de Meteorologia diminuiu nos anos 80, e actualmente na Serra apenas se encontra em funcionamento a estação meteorológica das Penhas Douradas. Em relação ao segundo aspecto, no âmbito deste trabalho apenas foi possível a instalação de postos de medição da temperatura do ar.

Os dados de temperatura e de precipitação têm origem nas estações e postos meteorológicos situados nos planaltos da Serra da Estrela, e também da área que a rodeia. As estações foram escolhidas de forma a conhecer a influência do relevo da Serra da Estrela na temperatura do ar e na precipitação.

A análise inicia-se com considerações relativas aos dados meteorológicos e às estações escolhidas. Seguidamente, avalia-se a homogeneidade das séries de precipitação e da temperatura do ar.

As séries de temperatura do ar e da precipitação dizem respeito ao período entre 1953 e 1983. Para esse período, foram comparados os regimes das temperaturas média, mínima média e máxima média mensal para as várias estações, e estimada a distribuição espacial das temperaturas. No que diz respeito à precipitação, foram comparadas as médias mensais e anuais para os vários postos de recolha, e estimada a distribuição espacial da precipitação com a altitude. A precipitação foi ainda abordada para outros períodos, com o objectivo de estudar a dissimetria da sua distribuição, entre a fachada ocidental e oriental da Serra.

3.2. DADOS MENSAIS DA PRECIPITAÇÃO E DA TEMPERATURA DO AR

Foram analisados os registos mensais da precipitação de estações da rede do INAG (Gouveia, Seia, Vale de Rossim, Valhelhas, Covilhã, Celorico e Fornos de Algodres, Quadro 3.1) para o período de 1953 a 1983. As estações, com posição mais a Norte, no vale do rio Mondego, são as de Fornos de Algodres e de Celorico. No flanco ocidental da Estrela, situa-se a estação de Seia, a 425m altitude, e a de Gouveia (650m), mais a Noroeste. A maior altitude, no planalto, situa-se a estação de Vale de Rossim (1400m). Por fim, no flanco oriental da serra está localizada a estação da Covilhã (745 m altitude).

Foram também utilizados os registos precipitação e da temperatura do ar, publicados nos *Anuários Climatológicos de Portugal*, editados pelo Instituto de Meteorologia, no período compreendido entre 1953 e 1983, de 5 estações: Penhas Douradas, Lagoa Comprida, Penhas da Saúde, Nelas e Fundão (Quadro 3.1). A estação do Fundão situa-se a Sul, entre a Serra da Estrela e a Serra da Gardunha, na área plana da Cova da Beira, a 495 m de altitude. Três outras estações: Penhas Douradas, Penhas da Saúde e Lagoa Comprida, situam-se nos planaltos da Estrela, sendo de salientar que a estação das Penhas Douradas está no rebordo do Planalto com o mesmo nome, a 1380 m, e é a única estação das áreas altas, que ainda se encontra a funcionar (Fig. 3.1). A Lagoa Comprida, situada na vertente ocidental a 1604 m, era a que estava localizada a maior altitude. A estação das Penhas da Saúde estava localizada, a 1510 m altitude, no rebordo oriental do Planalto das Penhas da Saúde. Por fim, a estação de Nelas (altitude de 440m) encontra-se a Noroeste da serra.

Quadro 3.1 –Localização geográfica das estações meteorológicas e dos postos udométricos.

	Altitude (m)	Latitude	Longitude
Seia	425	40º 42’ N	7º 59’W
Gouveia	650	40º30’ N	7º35’W
F. Algodres	479	40º 63’ N	7º 53’ W
Celorico	475	40º 65’ N	7º 39’W
Vale de Rossim	1400	40º 24’N	7º 35’ W
L.Comprida	1604	40º 38’ N	7º 63’ W
P.Douradas	1380	40º 25’ N	7º 33’ W
P.Saúde	1510	40º 19’ N	7º 33’ W
Valhelhas	515	40º 41’ N	7º 4’ W
Covilhã	745	40º 29’ N	7º 51’ W
Fundão	495	40º 08’ N	7º 30’ W
Nelas	440	40º31’N	7º51’W

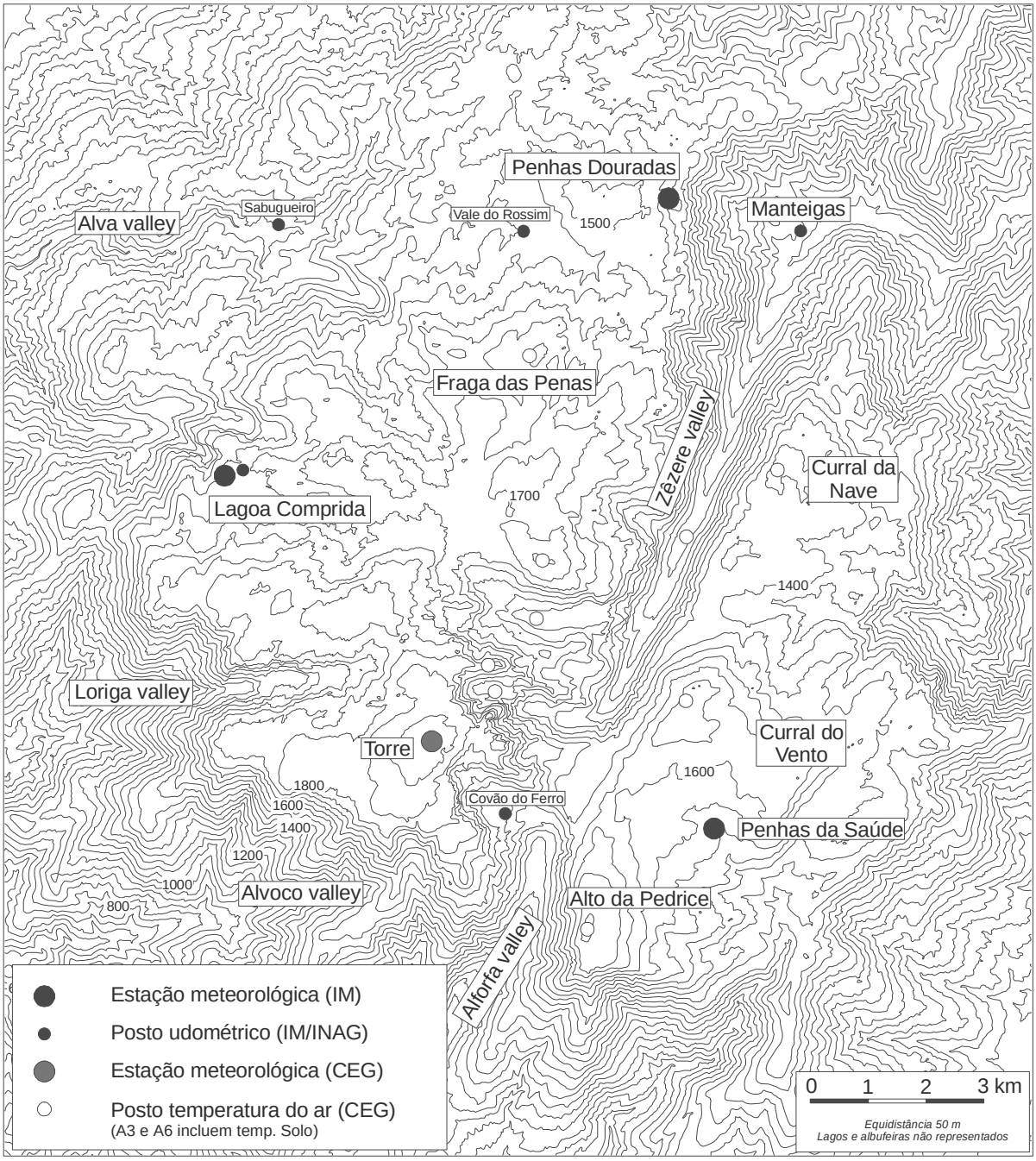


Figura 3.1. – Localização das estações meteorológicas e dos postos udométricos e termométricos na Serra da Estrela.

É de salientar que a análise foi realizada para 1953/83, e que foi limitada ao facto de ser o período mais recente de registos comuns, para as estações e postos locais. Foram também estudadas, duas séries de dados da precipitação mais curtas, correspondentes ao período de dados de 1989 a 1999 para as Penhas Douradas e Penhas da Saúde. Analisaram-se também, os registos da precipitação diária das estações de Gouveia, Penhas Douradas e Covilhã, para o período de 1989 a 1991.

3.3. NOTA ACERCA DOS MÉTODOS DE HOMOGENEIZAÇÃO DOS DADOS METEOROLÓGICOS

Quando se utilizam registos climáticos, um dos primeiros aspectos a considerar é a sua consistência interna, uma vez que podem existir vários tipos de erros nas séries de dados (Feng *et al.,*. 2004). Os erros podem surgir ao digitalizar os dados, ou resultam da utilização de diferentes unidades de medida; por vezes, surgem casos em que aos valores máximos são inferiores aos mínimos, ou as amplitudes são mal calculadas e podem também existir valores iguais durante várias observações. Existem também erros de outro tipo, como por exemplo valores muito diferentes dos registados nas áreas vizinhas.

Para além dos erros referidos, existem outros aspectos que podem alterar uma série de dados. Por exemplo, a mudança de local de uma estação, ou do seu operador, a substituição de instrumentos, a alteração da exposição, modificações no ambiente que rodeia a estação, introdução de práticas diferentes de observação ou a introdução de novas formas de cálculo. Estas modificações podem dar origem a séries heterogéneas e, se não forem tidas em consideração as descontinuidades resultantes, os resultados das análises climáticas podem ser errados (Peterson *et al.*, 1998 e Manton *et al*., 2001).

Como foi referido, os erros nas séries resultam em descontinuidades que podem ser de vários tipos. As abruptas podem ocorrer pelo efeito de mudança de local, por alteração da exposição, ou mesmo por modificações nos procedimentos de cálculo. No caso das descontinuidades que apresentam um efeito gradual, intensificado com o passar do tempo, podem estar relacionadas com a modificação do ambiente que rodeia a estação, ou com problemas na calibração dos instrumentos (Peterson e Easterling, 1994).

As descontinuidades nas séries e a necessidade da sua homogeneização começaram a ser consideradas de grande importância nas análises climáticas a partir de 1980 (Picarreta *et al.*, 2004). No entanto, as preocupações com a homogeneidade das séries são anteriores, e Conrad e Pollak (1950), citados por Picarreta *et al.* (2004) definiram uma *série homogénea*, como uma série em que as variações observadas são causadas por modificações no clima e no tempo (meteorológico). O objectivo da homogeneização é, então, ajustar as observações, se necessário, para que as variações temporais nos dados ajustados sejam causadas só por processos climáticos, e de forma a não fornecerem informação contrária à evolução climática (Tuomenvirta, 2001).

No processo de homogeneização de séries de dados climáticos são considerados diversos aspectos. Para além de se ter em conta o tempo cronológico, consideram-se também o

elemento climático (por exemplo a temperatura, a precipitação ou o vento), bem como a sua variabilidade espacial, a dimensão da série e a densidade da rede de estações. A maior parte das técnicas de homogeneização aplicam-se a dados mensais ou mesmo a escalas temporais mais longas, existindo poucos métodos desenvolvidos para dados diários (Vincent, 1998).

Para detectar descontinuidades numa série, existem vários procedimentos, como por exemplo, a comparação de dados climáticos dentro de uma mesma série (*homogeneização interna*) ou de entre várias estações próximas (*homogeneização externa*). A comparação pode ser realizada pela observação directa, pela análise gráfica, ou através de testes estatísticos para identificar e ajustar as descontinuidades anuais, sazonais ou diárias (por exemplo para a temperatura do ar, para o total da precipitação e para a velocidade do vento (Manton, *et al*., 2001). No caso de se detectarem rupturas nas séries, podem calcular-se séries de referência com base em registos de outras estações meteorológicas, para corrigir as séries com rupturas (Lamarque e Jourdain, 1994).

Tal como referido, uma das formas de verificar se houve modificação no clima de uma região é a comparação dos dados de uma estação com os das estações envolventes (Feng *et al,.* 2004). Esta comparação é, segundo Aguilar *et al.* (2004), mais eficaz na identificação de rupturas, do que a aplicação de técnicas de homogeneização interna, pois quando se utilizam dados de uma só estação, pode ser difícil detectar se as modificações são de origem climática (Peterson e Easterling, 1994). No entanto, por vezes não existem estações meteorológicas próximas, tornando-se necessário aplicar os métodos de homogeneização interna.

Vincent *et al.* (2002) consideram que, quando uma série não é homogénea, devem ser seleccionadas as 4 estações mais próximas com séries homogéneas, que tenham correlações entre elas superiores a 0,80 para se construir uma série homogénea de referência. No entanto, Peterson e Easterling (1994), salientam que melhor do que criar uma série de referência artificial é usar dados de uma boa série, até porque é raro existirem muitas estações próximas.

As técnicas utilizadas para encontrar descontinuidades podem ser *subjectivas,* como por exemplo a análise gráfica (curvas de dados acumulados), ou podem ser *objectivas* como o *teste T* (Rhoades e Salinger, 1993), o *teste SNHT* (Standard Normal Homogeneity Test) ou a *regressão linear múltipla*. No caso de séries em que a distribuição não é normal, como acontece com a precipitação devem aplicar-se testes não paramétricos como o *Mann-Kendall* e o *U de Mann-Whitney*. (Penalba e Vargas, 1993) ou o *teste de Petitt* (Wijngaard *et al*., 2003). Tratam-se de testes que comparam duas séries ordenadas, e testam a hipótese nula de as duas amostras independentes pertenceram à mesma população.

Um dos testes utilizados para as séries de temperatura é o *teste-T,* que consiste num teste paramétrico, que examina as diferenças na localização das médias de duas amostras. Segundo Aguilar *et al.* (2004), tem bons resultados para identificar modificações rápidas, devidas por exemplo, a modificações nos instrumentos, ou à deslocação das estações. Mas, segundo o mesmo autor, quando se pretende observar modificações artificiais e graduais, como as no ambiente que rodeia as estações, deve-se utilizar a técnica da regressão. Trata-se de um processo que tenta explicar uma variável dependente usando uma variável independente. Para isso as duas variáveis são projectadas num gráfico e a regressão vai ajustar uma linha recta aos dados. Do ajustamento da recta aos pontos surgem dois parâmetros: o ponto em que a recta intercepta o eixo das ordenadas e a inclinação da linha de regressão. Este último parâmetro mede a direcção e a magnitude da relação entre as variáveis. A regressão pode, ainda, ser múltipla quando existem muitas variáveis independentes para tentar "explicar" a dependente.

Uma das formas de agir, depois de identificar o momento da descontinuidade é dividir a série em duas, e depois aplicar o teste separadamente a cada uma das partes, num processo sequencial, de forma a continuar à procura de descontinuidades nas sub-séries.

Outro método muito utilizado é o *teste SNHT* de Alexanderson (1986), que consiste numa sequência de diferenças de temperatura ou rácios de precipitação entre a estação testada e os valores de uma estação de referência. A nova série é então estandardizada, isto é, em qualquer ponto da série, as médias anteriores e posteriores são calculadas e, se estas ultrapassam uma amplitude crítica estimada, então a série não é homogénea (Ducré-Robitaille, *et al.,* 2003). Alexanderson chama a atenção para que, quando as correlações entre as estações são superiores a 0,93, é mais difícil a detecção de quebras nas séries usando o *teste SNHT*. Segundo Keiser e Griffiths (1997), o teste desenvolvido por Alexanderson é o mais eficaz para determinar se existem descontinuidades e localiza-as com sucesso, mesmo as mais discretas. Mas Peterson e Easterling (1994) apontam uma limitação no teste, que resulta da dificuldade de encontrar múltiplas descontinuidades. Mais recentemente, Peterson *et al.* (1998), referem que há actualizações ao método que permitem identificar várias descontinuidades citando Alexanderson e Moberg (1997). Wijngaard, *et al*. (2003), referem que o teste é bom para detectar descontinuidades no início e no fim das séries, no entanto, a série não deve ser pequena porque o método tem a limitação, também já apontada por Alexanderson (1986), de encontrar preferencialmente descontinuidades nos primeiros e nos últimos 5 anos da série.

Neste trabalho as séries de temperatura do ar e da precipitação foram analisadas e aplicadas várias técnicas no sentido de estudar a sua homogeneidade, que são discutidas no ponto seguinte. No entanto, é de salientar que foram seguidas técnicas diferentes para a análise da homogeneidade da temperatura do ar e da precipitação. A metodologia seguida para a análise da homogeneidade das séries de precipitação foi proposta em Nicolau (2002) e às séries de referência da temperatura do ar foram aplicados *o teste-T e o teste U de Mann-Whitney* (Peterson *et al*., 1998; Nicolau, 2002 e Vincent *et al.*, 2002).

3.4. O RITMO E A DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO

Para o estudo da distribuição espacial da precipitação, foram analisados três períodos, escolhidos em função da disponibilidade dos dados. No primeiro, recolheram-se registos de estações meteorológicas do IM e do INAG da rede disponível na área da Serra da Estrela, para um período de dados comuns de 30 anos (1953/1983). No segundo, estudou-se o período comum às Penhas Douradas e Penhas da Saúde, entre 1989 e 1999. No terceiro período, foram utilizados registos da precipitação diária da estação de Gouveia, Penhas Douradas e Covilhã, de 1989 a 1991. As estações foram escolhidas com o objectivo de estudar a distribuição da precipitação na Estrela. Os registos diários foram utilizados para tentar explicar a origem da dissimetria Este/Oeste na distribuição da precipitação na serra.

3.4.1. Séries de dados da precipitação mensal

A análise iniciou-se com o estudo da correlação entre as estações, verificou-se se as estações possuíam um coeficiente de correlação elevado entre si, isto é, superior a 0,8 (Vincent *et al.,* 2002); no caso de ser inferior a este valor, se a correlação era significativa (para p=0,05, Quadro 3.2, Nicolau, 2002). Salienta-se que as estações do Fundão e de Fornos de Algodres têm um comportamento que se afasta das outras estações. A correlação com estas estações é menor e não é significativa com estações que estão mais afastadas ou a maior altitude. Apesar dos valores das correlações com estas estações serem menores, optou-se por as incluir na análise para conseguir um melhor enquadramento regional.

Quadro 3.2 – Coeficientes de correlação da precipitação anual (1953/83) para as estações da Serra da Estrela, para α=0,05. Os coeficientes significativos estão sublinhados.

	Seia	Gouveia	Fornos Algodres	Celorico da Beira	Vale Rossim	Lagoa Comprida	Penhas Douradas	Penhas Saúde	Valhelhas	Covilhã	Fundão
Seia	1	0,87	0,64	0,82	0,83	0,74	0,82	0,72	0,64	0,83	0,56
Gouveia		1	0,64	0,83	0,88	0,78	0,88	0,67	0,70	0,87	0,41
Fornos Algodres			1	0,76	0,64	0,30	0,59	0,41	0,57	0,74	0,26
Celorico				1	0,85	0,57	0,81	0,67	0,76	0,90	0,35
V Rossim					1	0,76	0,90	0,72	0,76	0,87	0,43
Lagoa Comprida						1	0,77	0,65	0,59	0,68	0,58
Penhas Douradas							1	0,67	0,82	0,88	0,51
P. Saúde								1	0,68	0,70	0,39
Valhelhas									1	0,83	0,44
Covilhã										1	0,50
Fundão											1

Seguidamente, foi calculado o coeficiente de variação[6] da precipitação anual para cada estação, tendo sido escolhidas aquelas que apresentaram um valor inferior ou igual a 0,4, isto de forma a diminuir o carácter anómalo das séries (Nicolau, 2002). Partindo destas premissas iniciais todas as estações referidas estão nessas condições (Quadro 3.3).

Depois foi analisada a homogeneidade das séries anuais. Utilizou-se a análise gráfica, tendo sido usado o gráfico de dupla acumulação, que permite relacionar os registos acumulados de uma estação, com os registos médios de várias estações, também acumuladas. Foi escolhido este procedimento porque é um frequentemente adoptado na validação dos registos pluviométricos anuais (Nicolau, 2002). No gráfico, foi considerada a média das 4 estações com correlação mais significativa com a estação a analisar (Peterson *et al.*, 1998; Nicolau, 2002 e Vincent *et al.*, 2002). Foram, assim construídos os gráficos de dupla acumulação para as 11 estações meteorológicas, isto é, para cada uma das estações foi construída uma série de referência com a média das estações com maior correlação (>0,8). Utilizou-se este método por permitir observar facilmente variações abruptas de declive (>10%) para períodos consecutivos de 5 anos (Peterson *et al*., 1998 e Nicolau, 2002). Para todas as séries, analisaram-se as rupturas de declive, através da comparação da série em

Quadro 3.3 – Parâmetros relativos à precipitação anual registada nas estações com um coeficiente de variação menor ou igual a 0,4.

Estações	Precipitação mínima (mm)	Precipitação máxima (mm)	Precipitação anual (mm)	Desvio Padrão (mm)	Coeficiente achatamento[7]	Coeficiente variação
Gouveia	721	1775,4	1150,1	266,4	-0,5	0,23
Seia	592	1738,6	1152,6	349,9	0,8	0,30
F. Algodres	403	1594,3	946,6	314,5	-0,67	0,33
Celorico	315,8	1327,7	818,2	256,7	-0,46	0,31
V. Rossim	1039,8	2676,5	1767	477,8	-1,1	0,27
L.Comprida	977,7	3034,5	1802,3	502,9	-0,5	0,28
P.Douradas	1061,3	2669,3	1731,8	480,3	-1,3	0,28
P. Saúde	1065,6	3995,7	2644,9	872,3	-1	0,33
Valhelhas	540	1842,1	1101,5	356,4	-0,45	0,32
Covilhã	829,6	2779,7	1664,7	482,8	-0,5	0,29
Fundão	643,6	1638,9	782,7	311,1	2,5	0,40

[6] Trata-se de uma medida de dispersão utilizada para comparar distribuições diferentes. É calculada com base no rácio entre o desvio padrão e a média aritmética (Spiegel, 1972).

[7] Coeficiente de achatamento ou curtose representa o grau de achatamento de uma distribuição, relativamente a uma distribuição normal. Se o valor for igual a 0 tem o mesmo achatamento de uma distribuição normal e denomina-se mesocurtica. Se for superior a 0 é leptocúrtica e se for inferior é platicúrtica (Spiegel, 1972).

análise com a série construída; para isso foram determinados os declives da recta para períodos consecutivos de 5 anos, e na análise efectuada não se registaram variações de declive[8] superiores a 10% (Nicolau, 2002, Fig. 3.2).

Para além da análise do declive das rectas, foram também aplicados testes estatísticos não-paramétricos de *Wald-Wolfowitz*[9]*, Mann-Whitney*[10] e a homogeneidade da variância. Tratam-se de testes que comparam duas séries ordenadas, e testam a hipótese nula de as duas amostras independentes pertenceram à mesma população. O primeiro teste é vocacionado para testar variações nos valores das séries e o segundo variações da média. No que diz respeito à variância[11], trata-se de um teste paramétrico, que pode ser utilizado para mais de duas variáveis, e que pode servir para testar alterações na variância dos valores cronologicamente dispostos (Nicolau, 2002). Para todos os testes, as hipóteses aleatórias não foram rejeitadas para p=0,05.

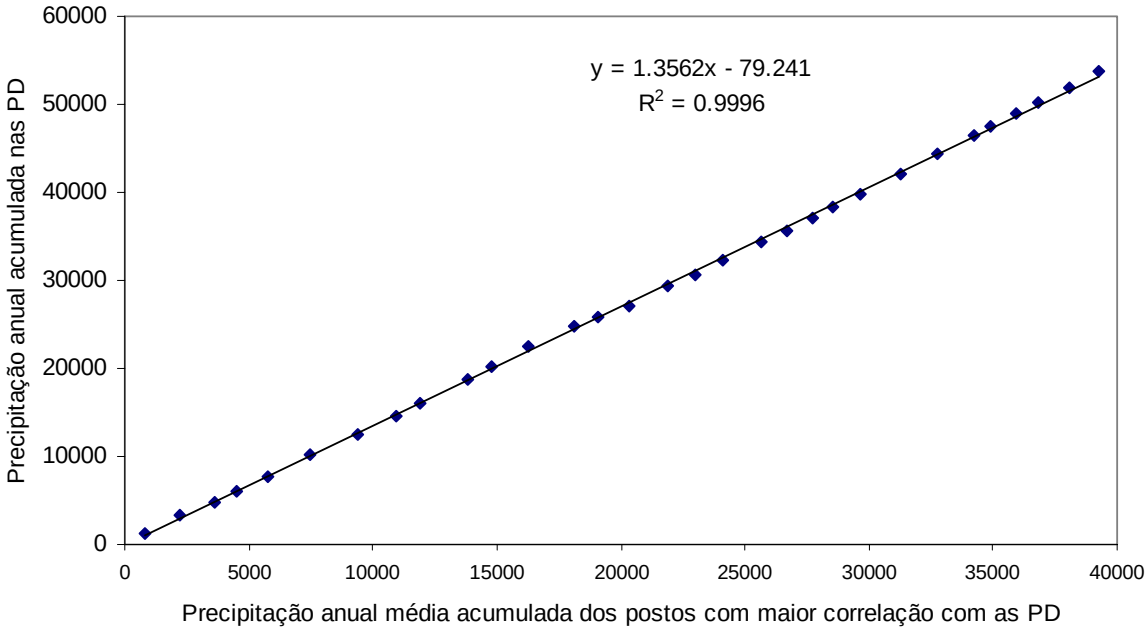


Figura 3.2.- Gráfico de dupla acumulação da série de precipitação das Penhas Douradas em relação à série de referência, que foi construída com base na média acumulada dos postos com maior correlação com as Penhas Douradas. Trata-se de uma série considerada aleatória pelos 3 testes não paramétricos (p=0,05) e com variações de declive inferiores a 10%.

[8] Declive - distância vertical dividida pela distância horizontal entre dois pontos na linha, e consiste na taxa de alteração ao longo da linha de regressão.

[9] Trata-se de um teste que considera que a variável a analisar é contínua e que está ordenada, e vai testar a hipótese de duas amostras independentes serem de duas populações diferentes, considerando a média e a forma da distribuição (Wilks, 1995).

[10] É um teste que assume que as duas variáveis a analisar foram medidas numa escala ordenada, e o seu cálculo baseia-se numa ordem de somas (Wilks, 1995).

[11] Medida de dispersão que é definida pela soma dos desvios quadrados da média (Spiegel, 1972).

As 11 séries de dados da precipitação para o período de 1953/1983 são homogéneas, não tendo por isso sido necessário proceder ao seu reajustamento.

3.4.2. O regime mensal da precipitação

A variação da precipitação ao longo do ano é marcada pela influência mediterrânea, que se vai manifestar na irregularidade mensal e interanual. Observa-se que a precipitação anual aumenta com a altitude (Fig. 3.4). No sopé da vertente ocidental, registam-se valores médios de precipitação anual inferiores a 1200mm (Gouveia e Seia). No que diz respeito às estações que se situam a Norte da Estrela, os registos são inferiores aos anteriores, principalmente devido à menor altitude (precipitação média anual é inferior a 1100mm em Fornos de Algodres e Valhelhas). Em relação à estação situada a Sul da Estrela os valores médios são ainda menores (783mm no Fundão), por se encontrar a menor altitude e por estar ao abrigo das massas de ar vindas do oceano. Com registos intermédios, aparece a estação de meia vertente da Covilhã e as de planalto do Vale de Rossim e das Penhas Douradas, com valores que rodam os 1600mm. A maior altitude, as estações que registam valores médios anuais superiores a 1600mm são a Lagoa Comprida e as Penhas da Saúde. As estações com extremos mais marcados são as que registam maiores valores de precipitação, e que se

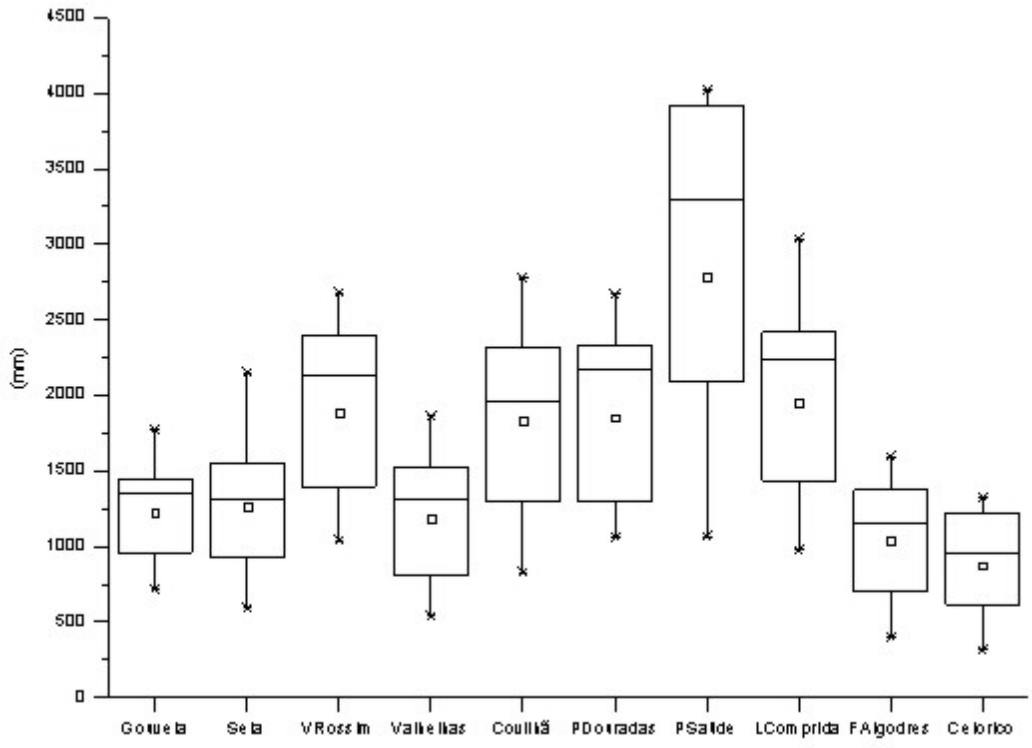


Figura 3.4 - Precipitação anual, máxima, decil 9, quartil 75, mediana, quartil 25 e mínima para as várias estações, no período de 1953/84.

localizam a maior altitude. Pelo contrário, para as estações situadas no sopé da Serra os valores do regime provável são mais próximos.

Relativamente às médias mensais registadas nas estações meteorológicas para o período de 1953/83, verifica-se que a variação anual segue o mesmo comportamento para todas as estações, sendo visível o carácter sazonal (Fig. 3.4). É claro, o contraste entre a estação seca, em que não há praticamente precipitação, e o período mais húmido, de Outubro a Abril. O mínimo de precipitação ocorre em Julho e Agosto, com valores médios inferiores a 30 mm. Os máximos ocorrem no Outono e no Inverno, sendo os meses mais húmidos, Novembro, Dezembro, Janeiro e Fevereiro (Fig. 3.5). A precipitação média mensal nestes meses é superior a 200mm nas estações de maior altitude (Penhas Douradas, Penhas da Saúde, Lagoa Comprida, Vale de Rossim e Covilhã) e nas de menor altitude, varia entre os 100 e os 200mm.

No que diz respeito ao regime provável da precipitação, como referido, o grupo de meses mais chuvosos vai de Novembro a Fevereiro, apesar de ser visível a irregularidade, uma vez que os valores de precipitação dos quartis 1 e 3, se afastam mais nestes meses (Fig. 3.5). Tal como referem Barry e Chorley (2002), a esta latitude, o mês de Outubro marca o início da estação húmida e o acentuar da irregularidade. Neste mês, na Estrela, a diferença de precipitação entre a mediana e o decil 9 pode ser de mais de 200mm, chegando mesmo, ao dobro desse valor. Em Novembro, esta diferença na Estrela varia, entre 100 e 300mm. Em Dezembro o comportamento é idêntico, mas as estações com mais precipitação como a Covilhã e as Penhas Saúde, podem chegar a ter 450mm de diferença entre o decil 9 e a mediana. Em Janeiro a diferença é semelhante à de Dezembro, podendo nas Penhas da Saúde ser da ordem dos 500mm. Seguidamente, Fevereiro é o mês mais irregular em todas as estações, com diferenças entre a mediana e o decil 9 da ordem dos 300 a 500mm.

O mês de Março marca o fim do período com precipitação intensa. Neste mês, há diminuição da diferença entre o decil 9 e a mediana, podendo esse valor variar entre 100mm e 200mm, nas estações mais pluviosas do topo da serra.

O mês de Abril é de transição, registando uma elevada irregularidade interanual, que está patente na distância entre o máximo e o decil 9, no entanto, este mês marca a tendência de diminuição dos valores de precipitação. Aliás, na Primavera, a precipitação diminui gradualmente e os valores máximos não são tão acentuados. As médias variam entre os 140 mm, nas estações a maior altitude e os 50mm, nas de menor altitude. O Verão é seco com registos mínimos em Julho e Agosto.

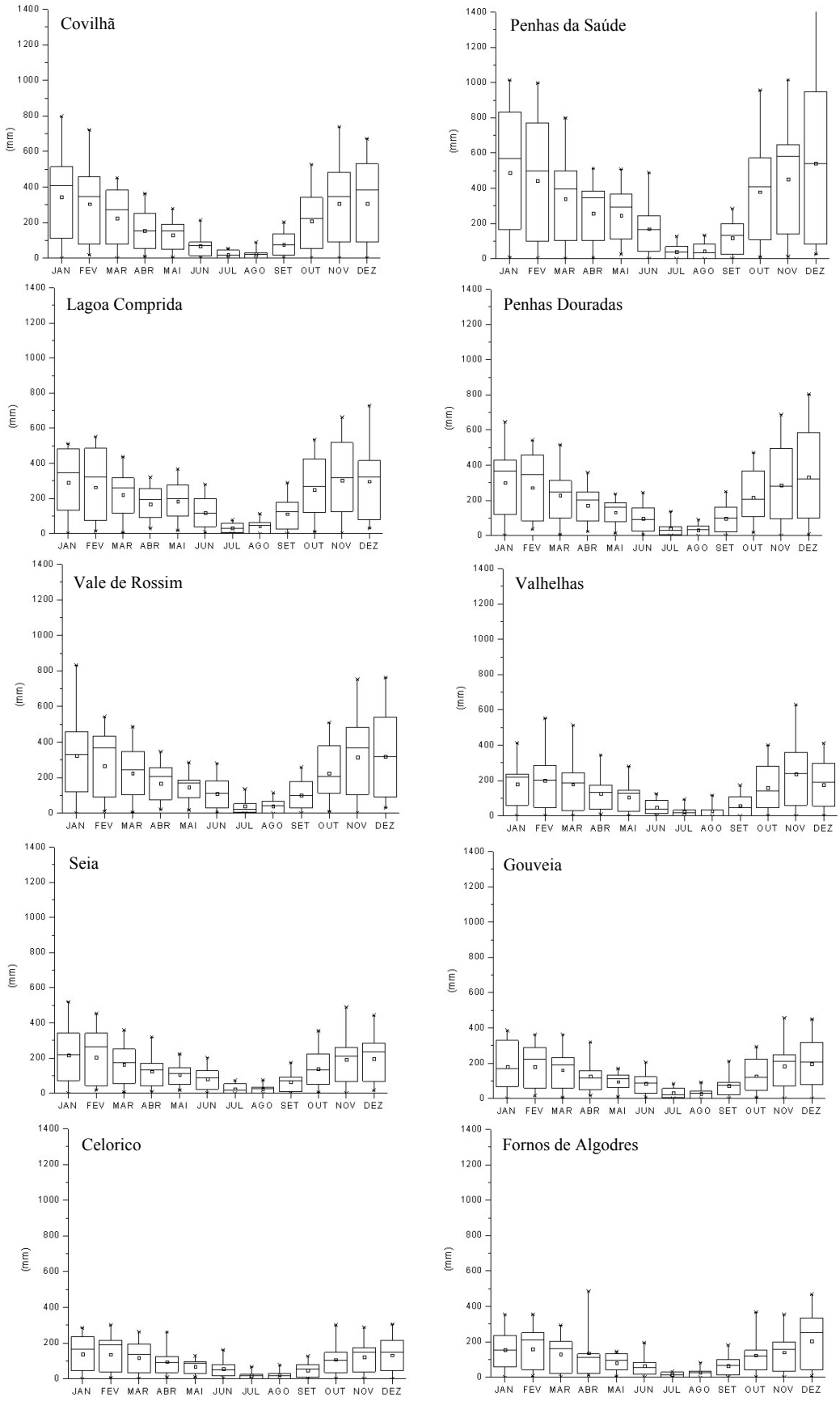


Figura 3.5-Variação da precipitação mensal, máxima, decil 9, quartil 75, mediana, quartil 25 e mínima, para as várias estações, no período de 1953/83.

Por fim, no que diz respeito aos anos mais secos, assinalados pelo decil 1 e quartil 1 é de registar que a diferença entre os dois, é sempre inferior a 100mm. Relativamente ao mínimo, este está próximo de zero em todos os meses, o que indicia o carácter irregular da precipitação interanual.

Os meses com menores quantitativos de precipitação são Julho e Agosto. Nestes meses registou-se precipitação inferior a 100mm em 50% dos anos, no entanto os valores são mais elevados para as Penhas da Saúde, Lagoa Comprida e Vale de Rossim. Em 25% dos anos não se registou a ocorrência de precipitação.

A distribuição da precipitação ao longo do ano segue o mesmo comportamento para todas as estações, no entanto os valores ocorridos durante o Inverno são mais elevados nas estações de planalto e de vertente, em relação às estações que se situam no sopé da Serra. Os meses de Junho e Setembro registam valores de precipitação inferiores a 200mm, e são de transição para o Verão, nas estações a menor altitude. Pelo contrário, nas estações a maior altitude os valores são mais elevados nestes meses, e ainda não é muito marcada a secura.

a) A distribuição espacial da precipitação: características e factores condicionantes

Os dados mensais da precipitação para as 11 estações são analisados de forma a identificar as variáveis que influenciam a sua repartição na Serra, para em seguida se estimar a sua distribuição.

Com base nos registos da precipitação mensal para o período, foi construído um dendrograma para determinar a proximidade entre as estações. A tabela considera 160 indivíduos que constituem a precipitação média mensal para as 11 estações meteorológicas, que constituem as variáveis. Para determinar o nível do corte da árvore de ligações foram consideradas as distâncias entre os *clusters* dentro dos grupos para os vários passos de análise (Wilks, 1995). O gráfico construído, dá indicações para terminar a análise depois do passo 9, que corresponde a um corte à distância 1600 (Fig. 3.6).

O dendrograma dá resultados muito interessantes, uma vez que é nítido o padrão espacial da distribuição mensal da precipitação. À distância considerada é possível identificar 3 grupos de estações com comportamentos mais próximos: um constituído pela estação das Penhas da Saúde, que se encontra mais afastada das outras por ter os maiores valores de precipitação. Esta estação tem maior relação com a estação da Covilhã, e são estas estações, situadas a Sudeste na Estrela, que registam maiores valores de precipitação mensal. Para além da influência da altitude na distribuição da precipitação existem outros factores, como a

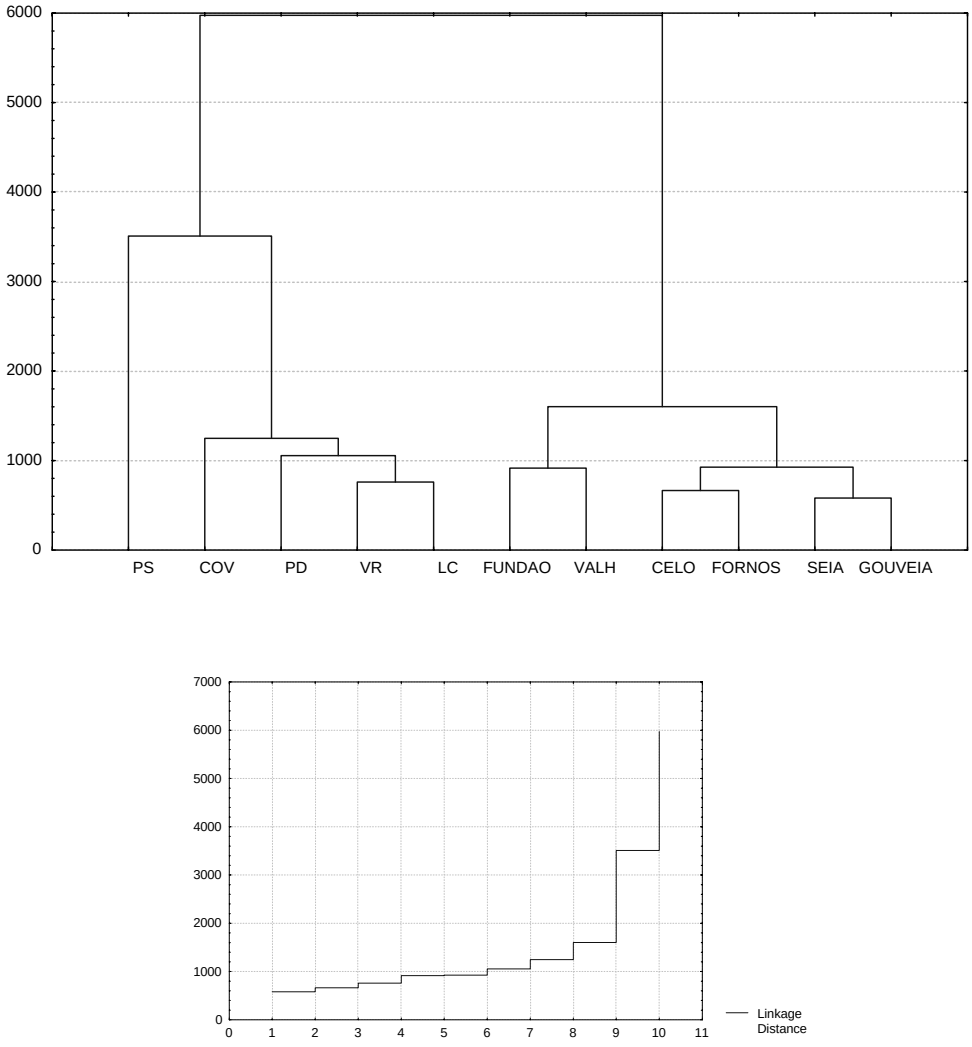


Figura 3.6 – Dendrograma com a relação entre as 11 estações meteorológicas, segundo o método Ward, (PS – Penhas da Saúde, Cov - Covilhã, PD - Penhas Douradas, VR - Vale de Rossim, LC – Lagoa Comprida, Fundão, Valh -Valhelhas, CELO - Celorico, FORNOS - Fornos de Algodres, Seia e Gouveia), e gráfico de projecção da distância entre os patamares.

topografia, que podem explicar os elevados quantitativos de precipitação nestas duas estações. O segundo grupo associa à Covilhã, a Lagoa Comprida, as Penhas Douradas e o Vale de Rossim. Este grupo de estações possui quantitativos de precipitação mensal muito semelhantes e, à excepção da Covilhã, as estações situam-se nos planaltos. Um terceiro grupo é constituído pelas estações que têm menores quantitativos de precipitação e que se situam a menor altitude. Neste grupo, se fizermos um corte a 1100 é possível observar que as estações com maiores afinidades são as com a mesma posição em relação à Serra da Estrela. Por exemplo, Fundão e Valhelhas situam-se a Este, Celorico e Fornos de Algodres a Norte e Seia e Gouveia a Oeste da serra.

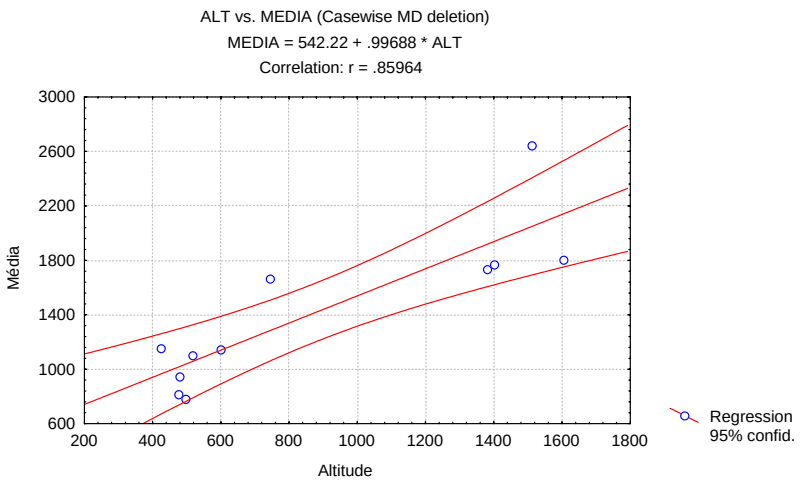
Para estimar a distribuição espacial da precipitação e compreender os factores que a controlam, utilizou-se a regressão múltipla. Na análise estatística, tentaram-se várias variáveis porque, tal como refere Barry (p. 238, 1992) a técnica da regressão múltipla deve incorporar parâmetros topográficos, como a altitude, a altitude relativa, a orientação (em direcção ao sector mais exposto). A utilização deste procedimento permite a construção de mapas de distribuição da precipitação para as áreas de montanha. Foram utilizadas várias variáveis independentes que reflectissem a influência do relevo, e da altitude, mas também da longitude e da latitude (latitude, longitude, altitude, distância à base do flanco Sudoeste da serra, distância à base do flanco Noroeste da serra, declive médio, distância à base, altitude relativa e diferença aos 1500m). As distâncias a Sudoeste e a Noroeste foram utilizadas para tentar incorporar a influência dos dois fluxos na distribuição da precipitação. O declive médio, a distância à base, a altitude relativa e a diferença aos 1500m, são parâmetros que traduzem as características da topografia e que podem ajudar a compreender a distribuição da precipitação, independentemente da altitude. No entanto, só a altitude é que apresentou uma correlação significativa com as médias mensais e a média anual da precipitação (Quadro 3.4). No entanto, as variáveis topográficas utilizadas não explicam a modificação dos fluxos pela topografia.

Quadro 3.4 – Resultados da regressão entre a precipitação e a altitude, com base nos registos das estações da região da Serra da Estrela.

Mês	Equação da recta	R^2	p <
J	Y=0,142x+77,9	0,63	0,05
F	Y=0,102x+94,84	0,60	0,00
M	Y=0,098x+67,78	0,71	0,00
A	Y=0,075x+49,65	0,76	0,00
M	Y=0,077x+36,34	0,76	0,03
J	Y=0,46x+22,04	0,75	0,03
J	Y=0,009x+7,97	0,75	0,00
A	Y=0,012x+8,64	0,83	0,00
S	Y=0,036x+23,87	0,92	0,00
O	Y=0,11x+41,98	0,79	0,05
N	Y=0,13x+70,97	0,72	0,02
D	Y=0,12x+86,81	0,67	0,01
Anual	Y=0,99x+542,22	0,73	0,00

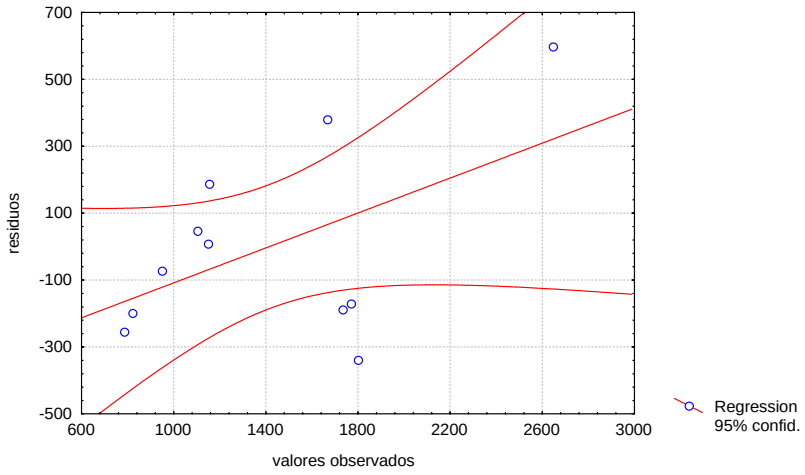
O resultado do modelo que estima a precipitação média anual apresenta valores próximos dos apresentados por Daveau *et al.* (Fig. 3.7, 1977). Os valores mais baixos foram estimados para o sopé da Serra, e vales interiores (1000-1200mm). A precipitação aumenta com a altitude, nos planaltos inferiores varia entre os 1800 - 2000mm, e no Alto da Torre atinge os valores mais elevados (2400-2600mm). No entanto, este modelo tem a limitação de não considerar a dissimetria este-oeste na distribuição da precipitação.

Salienta-se ainda, que na projecção da equação da recta se observa a referida dissimetria, uma vez que as estações das Penhas da Saúde e Covilhã se situam acima da recta (Fig. 3.7). Este aspecto é também visível na projecção dos resíduos, que são mais positivos nas referidas estações (Fig.3.8). Tratam-se de estações situadas no sector oriental da serra, que têm registos de precipitação mais elevados do que os registados nas estações situadas no sector ocidental, que apresentam resíduos negativos (Fig. 3.8). As outras estações de Planalto (Lagoa Comprida, Penhas Douradas e Vale de Rossim) situam-se abaixo da recta e têm resíduos negativos, o que significa que à altitude a que se encontram, seria de esperar maiores quantitativos de precipitação.



Estação	Altitude (m)	Precipitação média anual (mm)
Gouveia	600	1150,1
Seia	425	1152,6
Vale R.	1400	1767,0
Valhelhas	515	1101,5
Covilhã	745	1664,7
PDouradas	1380	1731,8
PSaúde	1510	2644,9
LComprida	1604	1802,3
Fundão	495	782,7
Fornos A.	479	946,6
Celorico	475	818,2

Figura 3.7- Correlação entre a precipitação média mensal e a altitude, com a projecção da equação da recta e da posição das estações meteorológicas.



Estação	Residuos (mm)
Gouveia	9,7
Seia	186,7
Vale R.	-170,9
Valhelhas	45,9
Covilhã	379,8
P. Douradas	-186,1
PSaúde	597,4
LComprida	-339,0
Fundão	-252,9
Fornos A.	-73,1
Celorico	-197,6

Figura 3.8 - Correlação entre os valores de precipitação média mensal observada e os resíduos de cada estação meteorológica.

b) A distribuição espacial e temporal da precipitação mensal e as situações sinópticas

Na análise da distribuição temporal e espacial da precipitação, verificou-se que a precipitação no sector oriental da Estrela é mais elevada do que nas outras estações. Este aspecto já tinha sido referido por Daveau *et al.* (1977), que assinalou que as diferenças de precipitação na Serra da Estrela se devem à trajectória dos fluxos que, no seu percurso, são influenciados pela topografia.

Para estudar este último problema começou-se por comparar os registos mensais e diários das estações das Penhas Douradas com os mensais das Penhas da Saúde, para os dias em que foi registada precipitação nas Penhas Douradas, entre 1960 e 1970. Os dias foram classificados do ponto de vista sinóptico, com base no Boletim Meteorológico Diário do Instituto de Meteorologia e seguindo a tipologia proposta por Brandão e Fragoso (1999). Trata-se de uma classificação que caracteriza o período chuvoso com base em três situações sinópticas: frontal, frontal/convectivo e convectivo, e na direcção da circulação (Quadro 3.5).

Após classificadas as situações sinópticas diárias, foi calculada a sua frequência mensal e foram confrontados os meses com precipitação mais elevada nas Penhas da Saúde (que dominam a amostra), com os meses em que a precipitação nas Penhas Douradas foi superior. O objectivo foi verificar se existem diferenças nas situações sinópticas responsáveis pelos dois padrões de precipitação.

Quadro 3.5 – Tipologia de classificação de situações sinópticas que podem dar origem a precipitação (Brandão e Fragoso, 1999).

Organismos sinópticos	Tipo	Direcção fluxo	Posição à superfície	Circulação a 500hpa
Frontal	A	W	- Depressão a SW da Irlanda - Depressão a NW da Galiza ou sobre a Galiza	- Zonal - Vale (sector este do eixo)
	B	NW	- Depressão a SW da Irlanda	- Zonal - Vale (sector este do eixo)
	C	SW	- Depressão a W ou sobre a Península Ibérica	- Zonal - Vale (sector este do eixo)
Convectivo Frontal	D	W SW	- Depressão a W ou sobre a Península Ibérica - Depressão entre os Açores e Portugal continental - Depressão a sul do Algarve (entre a Madeira e Portugal continental)	- Gota fria a N ou sobre a Galiza - Gota de ar frio entre os Açores e Portugal continental - Gota de ar frio a S do Algarve (entre a Madeira e Portugal continental)
Convectivo	E	-------	- Depressão a W ou sobre a Península Ibérica - Depressão entre os Açores e Portugal continental - Depressão a sul do Algarve (entre a Madeira e Portugal continental)	- Gota fria a N ou sobre a Galiza - Gota de ar frio entre os Açores e Portugal continental - Gota de ar frio a S do Algarve (entre a Madeira e Portugal continental)
	F	--------	- Variável	- Sector oriental de um vale

Nos meses em que a precipitação mensal nas Penhas da Saúde foi superior à das Penhas Douradas (em 68% das situações analisadas), dominou a situação sinóptica de tipo C (34% - sistema frontal com fluxo de Sudoeste), seguindo-se as de tipo A (20% - sistema frontal com fluxo de Oeste) e, finalmente, o tipo E (17% - convectivo com fluxo de Este, Figs. 3.9 e 3.10).

Por outro lado, quando o total mensal de precipitação nas Penhas Douradas é superior ao das Penhas da Saúde, a situação mais representada é a do tipo A (21%), seguindo-se a do tipo C (19%) e E (19%).

Portanto, quando chove mais nas Penhas Douradas, dominam as situações frontais, em particular de Oeste e, quando a precipitação é superior nas Penhas da Saúde, domina a circulação de Sudoeste.

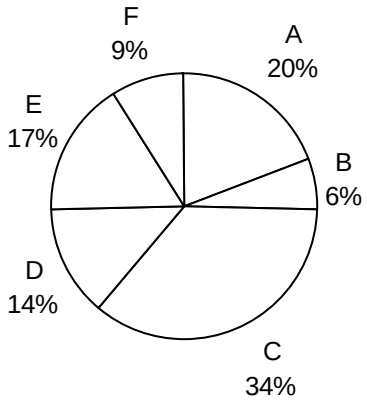


Figura 3.9 – Frequência das situações sinópticas em dias com precipitação nas Penhas da Saúde superior à das Penhas Douradas (1960/70).

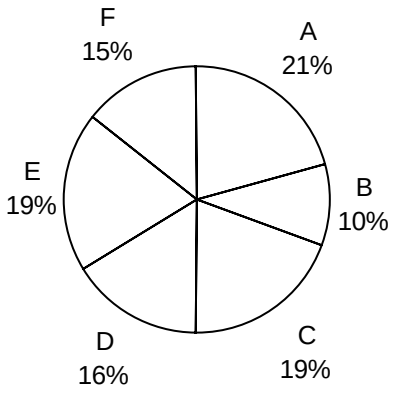


Figura 3.10 – Frequência das situações sinópticas em dias com precipitação nas Penhas Douradas superior à das Penhas da Saúde.

É de notar, que segundo Trigo e Câmara (2000), as circulações frontais de Sudoeste, de Oeste e a ciclónica representaram 62% da precipitação no Inverno em Portugal Continental, no período de 1946/90. Também no período de 10 anos estudado, para os dias com precipitação nas Penhas Douradas, os fluxos frontais de Oeste e de Sudoeste foram responsáveis por 60% da precipitação diária registada na referida estação (Fig. 3.11). O tipo sinóptico C, é o que dá origem aos maiores valores acumulados de precipitação (39%), seguindo-se o tipo A (21%) e, o D e o E têm uma percentagem semelhante (respectivamente, 17 e 15%), o tipo B e F são responsáveis por 4% da precipitação registada nas Penhas Douradas.

Para concluir, observa-se uma relação entre o tipo de sistema sinóptico que origina os valores de precipitação diferentes, entre a fachada ocidental e oriental da Estrela. Quando fluxo é de Oeste e de Noroeste, as Penhas Douradas são a primeira estação de altitude a

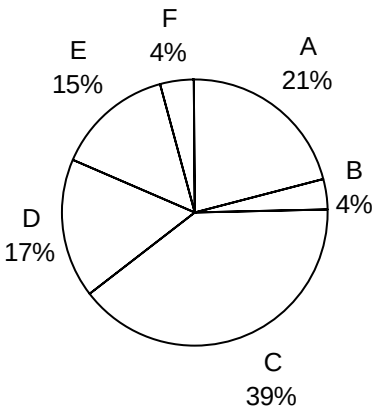


Figura 3.11 – Relação entre as situações sinópticas e a precipitação diária na estação das Penhas Douradas entre 1960 e 1970.

receber a precipitação, enquanto a estação das Penhas da Saúde é a primeira a receber as precipitações de Sudoeste. Em relação às condições convectivas associadas a uma circulação predominante de Sudeste e de Este, vão originar elevados valores de precipitação em ambas as estações meteorológicas. O contributo dos sistemas convectivos nos quantitativos de precipitação total anual recebida em Portugal continental já foi referido por Ventura (1996).

c) A distribuição da precipitação ao longo do perfil Covilhã - Penhas Douradas - Gouveia

Na análise anterior, compararam-se os quantitativos mensais de precipitação entre a estação da Penhas Douradas e das Penhas da Saúde e depois utilizaram-se os registos diários da estação das Penhas Douradas para seleccionar os dias, e identificar as situações sinópticas. Para melhorar a análise a nível temporal e espacial, procuraram-se outros registos da precipitação. Foram, então, utilizados registos da precipitação diária de três estações meteorológicas: Gouveia, Penhas Douradas e Covilhã. As estações foram escolhidas pela sua posição topográfica e altitude, de forma a contribuir para compreensão da distribuição da precipitação na Serra. O período de estudo é de 1989 a 1991, e corresponde a 429 dias de precipitação para todas as estações. A correlação entre as estações é elevada e significativa, sendo máxima entre as estações da Covilhã e das Penhas Douradas.

Quadro 3.6 – Correlações entre os dados de precipitação das 3 estações meteorológicas da Serra da Estrela (1989-91). As correlações são significativas e $p< 0,05$.

	Covilhã	Penhas Douradas	Gouveia
Covilhã	1	0,71	0,55
Penhas Douradas		1	0,60
Gouveia			1

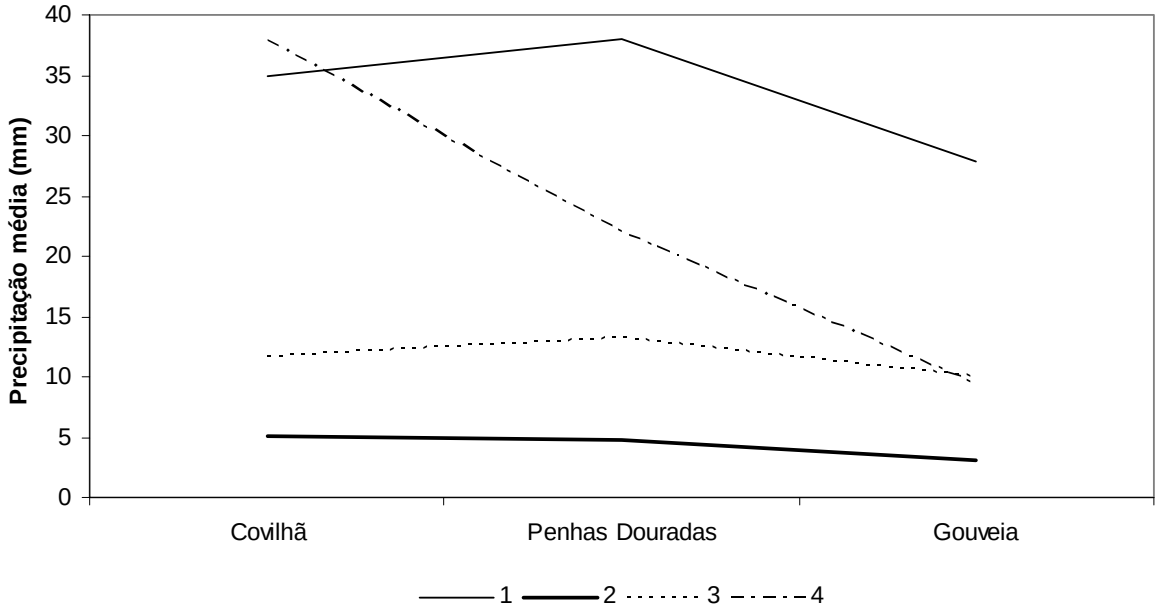


Figura 3.12 – Precipitação média em cada grupo de dias classificados pela análise em clusters.

Aplicou-se uma análise em *k-means*, ao conjunto de dias com precipitação, para identificar grupos com o mesmo comportamento espacial. Trata-se de uma análise de *clusters* que separa os dados em grupos, segundo características que não são conhecidas, mas na qual é indicado o número de grupos pretendidos (Wilks, 1995). Na análise em *k-means* foram indicados 4 *clusters* iniciais, que representam as situações mais comuns ao nível dos valores de precipitação. Esses *clusters* serviram de referência para agrupar todos os dias. Foram então, criados 4 grupos de dias com características diferentes (Fig. 3.12).

O cluster 1 agrupa os dias em que a de precipitação é mais elevada nas Penhas Douradas, seguindo-se a Covilhã e depois Gouveia (Quadro 3.7). Trata-se de uma situação que ocorreu em 27 dias (6,3%). O grupo 2, o mais numeroso com 274 casos (63,8%), agrupa os dias em que choveu pouco (em média 2,8 mm) em todas as estações meteorológicas. Os valores são muito próximos, e a média é um pouco mais elevada na Covilhã (cerca de 0,5mm). O cluster 3 agrupa 73 dias (17%) em que os valores de precipitação são mais elevados nas Penhas Douradas. Este grupo distingue-se do primeiro porque os quantitativos de precipitação são mais baixos (12,3mm). Por fim, o cluster 4 agrupa 55 dias (12,8%), em que a precipitação foi mais elevada na Covilhã e mínima em Gouveia.

Quadro 3.7- Características dos grupos resultantes da análise em k-means.

Grupos	Estações	Média	Desvio padrão	Variância
1 (27 casos – 6,3%)	Covilhã	34,9	21,1	655
	PD	48,3	27,4	428,4
	Gouveia	30,5	18,4	406,5
2 (274 casos – 63.8%)	Covilhã	3,2	6,4	93,4
	PD	2,9	3,8	61,6
	Gouveia	2,5	4,2	26,3
3 (73 casos – 17%)	Covilhã	11,6	5,9	87,7
	PD	15,3	7,3	71,2
	Gouveia	10	8,1	86,5
4 (55 casos – 12,8%)	Covilhã	45,8	27,6	1045,8
	PD	23,1	18,6	748,6
	Gouveia	11,3	14,3	193,2

Para avaliar os factores que controlam os fluxos encontrados, não se classificaram os dias em termos sinópticos, mas optou-se por realizar uma análise mais objectiva dos registos diários dos seguintes elementos meteorológicos registados na estação das Penhas Douradas: temperatura mínima média, temperatura máxima média, temperatura média, insolação, velocidade média do vento e a direcção do vento. Uma vez que a direcção do vento registada nas Penhas Douradas sofre modificações devido à topografia (ver capítulo 2), optou-se por usar a relativa à direcção do fluxo sinóptico, obtida através das reanálises do *NCEP/NCAR* (*National Centers for Environmental Prediction*), que fornecem informação diária, com base em dados registados de 6 em 6h, de diferentes variáveis atmosféricas a partir de uma quadricula de 2,5º de lado. A janela escolhida para visualizar os dados é limitada pelas coordenadas 30ºN-50ºN e 10ºE-20ºW. Os registos diários foram extraídos através do software Grads-C do *NCEP/NCAR* e correspondem à direcção do fluxo regional a 850 hPa. Também se retirou informação relativa à velocidade vertical da ascensão das massas de ar (ómega[12]) e à temperatura potencial das massas de ar.

A tabela construída é constituída por 429 indivíduos, classificados em 4 grupos, que constituem a variável de grupo, e por 12 variáveis referentes aos dados das Penhas Douradas, e 13 variáveis referentes aos dados da reanálise (Quadro 3.8).

Às variáveis referidas, em função dos *clusters* obtidos, aplicámos uma análise da variância (*one-way* ANOVA), que indica as variáveis mais significativas, que seguidamente foram seleccionadas para a análise discriminante. Os resultados são apresentados no quadro 3.8,

[12] Ómega diz respeito à velocidade com que as massas de ar ascendem, e é um bom indicador do vigor ciclónico e da formação de nuvens (Stull, 2000).

onde estão destacadas a negrito as variáveis estatisticamente significativas. A análise de variância apresentou como variáveis significativas ($p<0,05$) a insolação, a velocidade do vento e as direcções Norte, Este e Sudeste registadas na Estação das Penhas Douradas. Relativamente ao vento regional registado nas reanálises, são as direcções Norte, Sudoeste e Noroeste e a velocidade do vento, que se apresentam estatisticamente significativas em relação aos 4 grupos de *clusters*. Das variáveis das reanálises, ainda têm significado a pressão atmosférica e o ómega, que fornecem indicações relativas ao grau de estabilidade das massas de ar.

No grupo 1, que é constituído pelos dias em que os valores de precipitação são elevados para todas as estações, mas superiores nas Penhas Douradas, salienta-se que a velocidade do vento, tanto a registada nas Penhas Douradas como a regional, é a mais elevada de todos os grupos e que a insolação é a menor. Acrescenta-se que o valor da velocidade de ómega é superior neste grupo, e que os valores negativos correspondem a movimento vertical mais rápido. No caso de o valor ser positivo o movimento das massas de ar é descendente (Stull, 2000), o que não acontece em nenhum dos grupos. Relativamente à direcção do vento registada nas Penhas Douradas, salienta-se que o maior número de ocorrências (74%) é de Norte. Em relação ao vento regional, não há registos de ocorrência com a direcção do fluxo de Norte e surgem os rumos de Sudeste e de Oeste, ambos com 29,6% de frequência. Esta diferença na direcção do vento entre o registado nas Penhas Douradas e o fluxo sinóptico, mais uma vez mostra a influência da topografia na modificação do vento.

No grupo 2, encontram-se a maioria das situações (63,8%) e, no qual os quantitativos de precipitação são baixos para todas as estações (na maioria dos casos inferiores a 5mm). Correspondem aos dias com maior insolação e menor velocidade do vento, tanto a registada nas Penhas Douradas, como a regional. A direcção do vento registada nas Penhas Douradas é variável entre Norte e Este, surgindo no entanto, maior número de situações de Norte (32,8%). Pelo contrário, no fluxo sinóptico nota-se a maior ocorrência do fluxo de Oeste (28,8%). De salientar que a humidade relativa é menor do que no anterior, e que o ómega é zero, o que denota uma maior estabilidade das massas de ar relativamente ao primeiro grupo.

O grupo 3 representa os dias com maior precipitação nas Penhas Douradas mas, os valores de precipitação são mais baixos que no grupo 1. Nestes dias, a insolação média é superior à registada no grupo 1, e a velocidade do vento é menor, o que a par de um ómega próximo de zero, apontam para uma menor instabilidade atmosférica neste grupo. A humidade relativa é

também menor. Em relação ao rumo do vento as características são as mesmas das do grupo 1.

Quadro 3.8- Parâmetros estatísticos e resultados da análise de variância (*one-way* ANOVA) relativa aos 4 grupos de dias com precipitação. As variáveis significativas com p<0,05 estão a negrito.

Variáveis			Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3	Grupo 4	F	p
ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DAS PENHAS DOURADAS	Temperatura máxima (ºC)	Média	2,5	4,4	3,2	2,7	0,87	0,4
		Desvio padrão	3,1	11,2	4,4	3,3		
	Temperatura mínima (ºC)	Média	6,4	10,3	8	8,7	2,3	0,007
		Desvio padrão	3,1	9,8	5,5	13,1		
	Insolação	Média	**0,5**	**4,1**	**2,4**	**1,1**	**19,4**	**0,00**
		Desvio padrão	1,2	4	2,9	2,1		
	Velocidade vento	Média	**18,2**	**10,9**	**12,2**	**13,7**	**8,7**	**0,00**
		Desvio padrão	8,5	7,4	7,1	8,5		
	N	Média	**0,7**	**0,3**	**0,4**	**0,6**	**10,5**	**0,00**
		Desvio padrão	0,4	0,5	0,5	0,5		
	NE	Média	0,1	0,2	0,2	0,2	1,05	0,36
		Desvio padrão	0,4	0,4	0,4	0,4		
	E	Média	**0,1**	**0,2**	**0,2**	**0,1**	**4,4**	**0,00**
		Desvio padrão	0,3	0,4	0,4	0,2		
	SE	Média	**0**	**0,2**	**0,1**	**0,1**	**4,2**	**0,00**
		Desvio padrão	0	0,4	0,3	0,3		
	S	Média	0	0	0	0	1,2	0,2
		Desvio padrão	0	0,2	0,1	0		
	SW	Média	0	0	0	0	0,3	0,7
		Desvio padrão	0	0,1	0	0		
	W	Média	0	0	0	0	0,5	0,6
		Desvio padrão	0	0,1	0	0		
	NW	C	0	0	0	0	0,1	0,9
		Desvio padrão	0	0,1	0	0		
REANÁLISE 1	**N**	Média	**0**	**0,1**	**0**	**0.1**	**2,9**	**0,03**
		Desvio padrão	0	0,3	0,2	0,2		
	NE	Média	0	0,1	0,1	0	0,9	0,4
		Desvio padrão	0,2	0,2	0,3	0,1		
	E	Média	0	0,1	0,1	0,1	0,7	0,5
		Desvio padrão	0,2	0,3	0,2	0,2		
	SE	Média	0,1	0,1	0,1	0	0,7	0,5
		Desvio padrão	0,3	0,3	0,3	0,2		
	S	Média	0,3	0,1	0,1	0,2	2.6	0,05
		Desvio padrão	0,5	0,3	0,3	0,4		
	SW	Média	**0,2**	**0,1**	**0,1**	**0,4**	**10,7**	**0,00**
		Desvio padrão	0,4	0,3	0,3	0,5		
	W	Média	0,3	0,3	0,4	0,2	2,3	0,06
		Desvio padrão	0,5	0,5	0,5	0,4		
	NW	Média	**0**	**0,2**	**0**	**0,1**	**3,8**	**0,00**
		Desvio padrão	0,2	0,4	0,2	0.3		
	Humidade relativa (%)	Média	**83,2**	**67,5**	**76,5**	**85,7**	**29,6**	**0,00**
		Desvio padrão	10,2	16,6	12,3	13		
	Ómega (Pa/s)	Média	**-0,1**	**0,0**	**-0,03**	**-0,06**	**11,9**	**0,00**
		Desvio padrão	0,14	0,1	0,1	0,1		
	Pressão (hPa)	Média	**957**	**966**	**962**	**958**	**32,1**	**0,00**
		Desvio padrão	816,5	604	580	785		
	Temperatura potencial (K)	Média	288,4	288,5	288,5	288,2	0,07	0,98
		Desvio padrão	2,6	5	4,3	2,6		

	Velocidade do vento	Média	**13,8**	**8,3**	**10**	**12,9**	**22,8**	**0,00**
		Desvio padrão	5,3	4,5	4,7	5,6		

Quadro 3.9- Frequência de ocorrência do rumo do vento diário, registado nas Penhas Douradas e resultante das reanálises para os 4 grupos de dias classificados pela análise em *clusters*.

	FREQUÊNCIA DO RUMO NAS PENHAS DOURADAS								FREQUÊNCIA DO RUMO DO FLUXO REGIONAL							
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
G1	74,1	14,8	7,4	0	0	0	0	0	0	3,7	3,7	7,4	29,6	22,2	29,6	3,7
G2	32,8	17,2	24,5	18,2	3,6	0,7	1	0,3	12	4,7	9,1	7,6	11,7	9,8	28,8	16,1
G3	42,5	24,7	20,5	8,2	1,3	0	0	0	4,1	8,2	5,4	11	12,3	13,7	41,1	4,1
G4	62	24	5	7	0	0	0	0	5	2	5	4	18	38	20	7

Por fim, o grupo 4 é constituído pelos dias em que chove mais na Covilhã. A insolação média é semelhante à registada nos dias do grupo 1 e, a velocidade do vento é menor, mas no entanto, é superior à verificada nos restantes grupos. Em relação ao rumo do vento, domina o de Norte (62%) nas Penhas Douradas, mas em 38% dos dias pode ser de Sudoeste. De salientar que a humidade é relativamente mais elevada do que no grupo 1. A diferença principal entre o grupo 1 e o grupo 4 é que a velocidade do vento é maior no primeiro grupo, mas a direcção do vento é semelhante, quando é registada nas Penhas Douradas domina o fluxo de Norte na duas situações. Em relação aos dados das reanálises o fluxo dominante é de Sudoeste a Oeste, sendo mais importante o de Sudoeste quando chove mais na Covilhã, e o de Oeste quando chove mais nas Penhas Douradas. Independentemente das assimetrias na distribuição da precipitação, é de notar que os fluxos regionais de Sudoeste, Sul e Oeste são os responsáveis pelos valores mais elevados de precipitação em ambas as estações.

A análise de variância (*one-way-ANOVA*) permitiu seleccionar as variáveis mais significativas para aplicar na análise discriminante, utilizando o método *forward stepwise*. É de referir ainda, que a variável temperatura potencial tem um comportamento muito semelhante em todos os grupos e não é usada na análise discriminante.

A função discriminante com melhor resultado integra a pressão atmosférica, a humidade relativa diária (reanálise), a velocidade do vento (reanálise), a direcção do vento de Sudoeste e de Noroeste (reanálise) e, a velocidade do vento registada nas Penhas Douradas de Norte e de Este, bem como a velocidade do vento registada na mesma estação. A função discriminante integra ainda o ómega (reanálise) e a insolação nas Penhas Douradas.

A primeira função é responsável por 58% da discriminação (Quadro 3.10). Os coeficientes estandardizados para as variáveis canónicas mostram uma elevada contribuição: pressão atmosférica, humidade relativa e velocidade do vento. No lado positivo da primeira função

encontram-se os dias com maior pressão atmosférica, vento regional de Noroeste e de Este nas Penhas Douradas, valores de ómega próximos de 0 e maior insolação (Fig. 3.13). Tratam-

Quadro 3.10 – Resultados da análise discriminante aplicada aos grupos de dias com precipitação. São também, apresentadas as variáveis consideradas na análise e os respectivos coeficientes canónicos.

Função Discriminante	*Eigen values*	%	Variáveis discriminantes	Coeficientes estandardizados das funções discriminatórias		Estrutura factorial (corre.-variáveis-*scores* canónicos)	
				Função 1	Função 2	Função 1	Função 2
1	0,52	58	Pressão	0,54	-0,11	0,66	-0,08
2	0,04	19	Humidade (R)	-0,27	-0,36	-0,62	-0,14
			Vel.vento (R)	-0,32	-0,19	-0,54	0,07
			SW (regional)	-0,18	-0,69	-0,33	-0,63
			NW (regional)	0,17	-0,38	0,19	-0,24
			N (PD)	-0,04	0,03	-0,37	0,09
			E (PD)	0,17	0,22	0,24	0,15
			Vel Vento (PD)	-0,02	0,48	-0,30	0,45
			Ómega	0,12	-0,38	0,38	-0,2
			Insolação	0,15	-0,31	0,51	-0,16

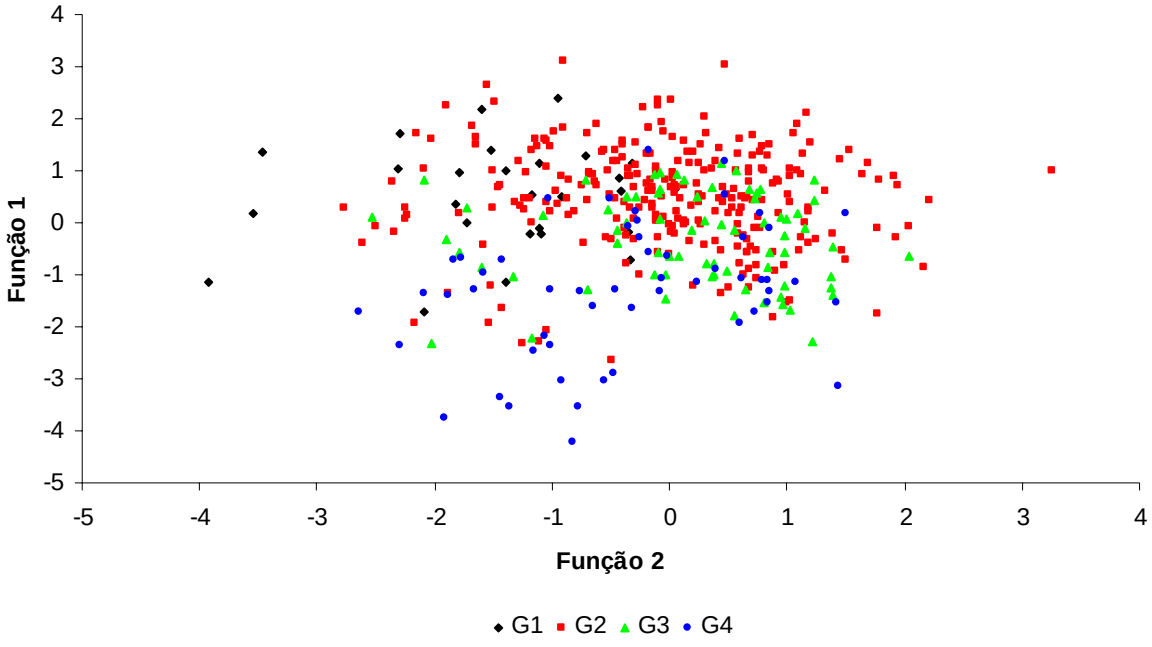


Figura 3.13 – *Scores* canónicos da funções 1 e 2, evidenciando a posição dos 4 grupos de dias relativos à distribuição da precipitação na Serra da Estrela.

-se, por isso, dos dias menos instáveis e com menores quantitativos de precipitação, notando-se o predomínio dos elementos do grupo 2 e 3.

A segunda função é responsável por 19% da discriminação. As variáveis que contribuem mais para esta função são o rumo do vento de Sudoeste (reanálise), a velocidade do vento nas

Penhas Douradas, rumo do vento de Noroeste (reanálise), ómega, humidade relativa e insolação. Do lado positivo da segunda função surgem as variáveis relativas às Penhas

Quadro 3.11- A previsão obtida a partir da análise discriminante aplicada os grupos com diferente distribuição da precipitação.

Grupo actual	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3	Grupo 4	Percentagem correcta
Grupo 1	8	13	1	5	29,6
Grupo 2	3	255	2	9	94,8
Grupo 3	2	61	5	4	6,9
Grupo 4	4	26	33	21	38,8
Total	17	355	11	39	68,5

Douradas, como a velocidade do vento superior nas Penhas Douradas e maior frequência do rumo de Este e de Norte. Do lado negativo, surgem as situações de maior instabilidade atmosférica, sendo os valores de ómega mais baixos, como o fluxo de Sudoeste (reanálise) e humidade relativa mais elevada. Neste lado do eixo estão concentrados os dias com maior precipitação (grupo 1 e 4).

A matriz de classificação, que aplica as funções discriminantes, revela que 68,5% dos dias são bem classificados (Quadro 3.11). O grupo de dias com melhores resultados é o 2, que é constituído pelos dias de menor precipitação (94%), no entanto, é natural, que este grupo, tenha originado melhores resultados, porque é o que tem maior número de dias. O grupo 4, tem cerca de 39% dos dias bem classificados, o grupo 1 tem 29,6% e o grupo 3, tem apenas 6,9% dos dias bem classificados.

Para finalizar, a análise discriminante permitiu seleccionar as variáveis mais importantes para a explicação dos 4 grupos de dias formados. No lado positivo da primeira função, situam-se os grupos de dias menos instáveis (2 e 3), que registam maior pressão atmosférica, vento regional de Noroeste e de Este nas Penhas Douradas, os valores menos negativos de ómega e maior insolação. Do lado negativo, estão concentrados os elementos do grupo 4, que registam fluxo de Norte e de Sudoeste nas Penhas Douradas. No que diz respeito à segunda função, do lado negativo estão concentrados os dias com maior precipitação e como o fluxo regional de Sudoeste (grupo 1). Do lado positivo da segunda função, há maior frequência do rumo de Este e de Norte registado nas Penhas Douradas, e surgem a maior parte dos dias do grupo 2. A análise discriminante confirma a importância da direcção e da velocidade do vento, nomeadamente o fluxo regional de Noroeste e Sudoeste, e o de Norte e Este registado nas Penhas Douradas.

3.4. 3. Conclusão: causas da dissimetria pluviométrica na Serra da Estrela

A análise dos dados mensais da precipitação de 11 estações meteorológicas da região da Serra da Estrela confirmou a importância da altitude no aumento da precipitação, bem como as variabilidade espacial da distribuição da precipitação dependendo da trajectória das massas de ar. Foram analisadas variáveis que reflectem a influência da latitude, longitude, altitude e da topografia, mas só a altitude apresentou uma correlação significativa com as médias mensais e anual da precipitação. Este facto ilustra bem que à escala sub-mensal os padrões da precipitação são influenciados de modo significativo por outras variáveis, que não foram integradas de forma satisfatória nessa análise.

Para tentar avaliar a influência da trajectória dos fluxos sinópticos e sua interacção com a topografia da Estrela, compararam-se registos mensais e diários das estações das Penhas Douradas com os mensais das Penhas da Saúde, para os dias em que foi registada precipitação nas primeira estação (entre 1960 e 1970). A classificação e estudo das situações sinópticas diárias permitiram identificar uma relação entre estas e a dissimetria na distribuição da precipitação, em especial no que respeita às diferenças entre as fachadas ocidental e oriental da montanha. Quando o fluxo provém de Oeste ou de Sudoeste, as Penhas Douradas registam os valores de precipitação mais elevados, enquanto as Penhas da Saúde recebem valores mais elevados quando o fluxo é de Sudoeste. As condições convectivas associadas a uma circulação predominante de Sudeste e Este, originaram elevados valores de precipitação em ambas as estações meteorológicas, mas sem um padrão espacial bem definido.

Para melhorar a análise a nível temporal e espacial, utilizaram-se registos da precipitação diária (1989 a 1991), de três estações meteorológicas: Gouveia, Penhas Douradas e Covilhã. Os dias foram classificados em 4 grupos em função do padrão de distribuição da precipitação. De um conjunto de 429 dias com precipitação que foram estudados, o primeiro grupo corresponde a 27 casos (6,3%), em que os valores de precipitação foram elevados (> 30mm), principalmente nas Penhas Douradas. O segundo grupo é constituído por 274 casos (64%), em que a precipitação foi fraca (<5mm) e com valores semelhantes em todas as estações. O terceiro grupo é representado por 73 dias (17%) com precipitação fraca (10-15mm), mas com os valores mais elevados nas Penhas Douradas. Por último, o quarto grupo corresponde a 55 dias (13%), nos quais a precipitação foi maior na Covilhã. A análise discriminante permitiu seleccionar as variáveis mais importantes para a explicação dos 4 grupos de dias, e confirma a importância da direcção e da velocidade do vento, nomeadamente as diferenças no fluxo

regional (dados das reanálises) de Noroeste, Sudoeste, Oeste e, para os dados das Penhas Douradas, são significativos os fluxos de Norte e de Este. O facto do rumo do vento registado nas Penhas Douradas ser diferente do fluxo regional reflecte a influência da topografia na modificação da sua direcção.

Em síntese, verificou-se que quando o fluxo regional é de Sudoeste, a precipitação é normalmente maior na Covilhã (e será mais elevada ainda nas Penhas da Saúde, para a qual não se dispões de dados), e quando é de Oeste, é maior nas Penhas Douradas. Estas diferenças estão relacionadas com a posição das estações; Penhas Douradas, no sector barlavento da Estrela quando o fluxo provém de Oeste, a Covilhã, numa área em que poderá haver convergência do fluxo, quando este provém de Sudoeste, paralelamente ao eixo maior da Serra. Para poder compreender as diferenças encontradas, será imprescindível instalar uma rede de postos udométricos automáticos em pontos-chave da Serra da Estrela, acompanhados de uma estação meteorológica de referência, localizada em local apropriado e que permita monitorizar o ritmo e distribuição espacial da precipitação.

3.5. TEMPERATURA MÉDIA MENSAL DO AR

A temperatura do ar foi estudada com base em registos de 5 estações meteorológicas, do Instituto de Meteorologia, situadas na Serra da Estrela (Penhas Douradas, Penhas da Saúde, Lagoa Comprida, Nelas e Fundão, Fig. 3.1). Escolheu-se o período mais recente de dados comuns de 30 anos, que corresponde a 1953-1983. As estações foram escolhidas em função da proximidade geográfica à serra, e do seu grau de correlação, isto é, foram seleccionadas as estações cuja série anual de temperaturas tivessem, entre elas, uma correlação significativa. Com este ponto pretendem analisar-se a influência da Serra da Estrela na variação da temperatura do ar, e identificar as variáveis mais importantes na sua distribuição. Começou por estudar-se as diferenças no regime mensal da temperatura do ar nas estações situadas na região da serra, e de seguida, estima-se a variação espacial da temperatura do ar na Estrela, para a média anual e para os meses com temperaturas mais extremas.

3.5.1. Séries de dados da temperatura do ar

A análise iniciou-se com a correlação entre as estações meteorológicas, para saber se o coeficiente de correlação entre si é elevado, isto é, superior a 0,8 (Rhoades e Salinger, 1993), ou sendo inferior a este valor, se a correlação é significativa (para $p<0,05$, Quadros 3.12, 3.13 e 3.14). Salienta-se que, inicialmente, se incluiu na análise a estação da Guarda, situada a Nordeste a Serra a 1019m, mas como os valores da temperatura do ar só tinham correlação significativa com a estação de Nelas para as temperatura médias, decidir utilizar-se os dados desta estação só para essa variável. A fraca correlação da estação meteorológica da Guarda com as outras deve-se à sua posição mais setentrional.

A correlação entre as temperaturas médias é superior para as estações situadas à mesma altitude e para as que estão geograficamente mais próximas. Por exemplo, a estação do Fundão tem correlação superior com a de Nelas, que tem uma altitude semelhante e se encontra na área limítrofe da Estrela, e com a estação mais próxima que é a da Penhas da Saúde, apesar desta se encontrar a uma altitude superior. As estações de planalto têm maior correlação entre si, do que com as das áreas limítrofes, como se referiu, a estação da Guarda tem só correlação significativa com a de Nelas, que está a Noroeste, mas que é a mais próxima dentro do conjunto das que rodeiam a Estrela.

Quadro 3.12 – Correlação entre as temperaturas médias mensais nas estações da região da Serra da Estrela. As correlações com p<0,05 estão a negrito.

	Guarda	Nelas	Lagoa Comprida	Penhas Douradas	Penhas da Saúde	Fundão
Guarda	1	**0,48**	0,30	0,38	0,30	0,35
Nelas		**1**	**0,70**	**0,72**	**0,72**	**0,89**
L. Comprida			**1**	**0,70**	**0,75**	**0,69**
P. Douradas				**1**	**0,71**	**0,66**
P. Saúde					**1**	**0,74**
Fundão						**1**

Quadro 3.13 – Correlação entre as temperaturas máximas mensais nas estações da região da Serra da Estrela. Todas as correlações são significativas para p=0,05.

	Nelas	Lagoa Comprida	Penhas Douradas	Penhas da Saúde	Fundão
Nelas	**1**	**0,44**	**0,43**	**0,72**	**0,52**
Lagoa Comprida		**1**	**0,92**	**0,72**	**0,78**
Penhas Douradas			**1**	**0,69**	**0,86**
Penhas da Saúde				**1**	**0,74**
Fundão					**1**

Quadro 3.14 – Correlação entre as temperaturas mínimas mensais nas estações da região da Serra da Estrela. As correlações com p=0,05 estão a negrito.

Estações	Nelas	Lagoa Comprida	Penhas Douradas	Penhas da Saúde	Fundão
Nelas	1	0,37	0,35	0,33	**0,58**
Lagoa Comprida		1	**0,86**	**0,70**	0,26
Penhas Douradas			1	**0,89**	**0,54**
Penhas da Saúde				1	**0,59**
Fundão					1

As temperaturas máximas apresentam correlações entre as estações que têm um comportamento diferente das médias, uma vez que as características locais do terreno e a posição geográfica têm maior influência do que a altitude. Nomeadamente a de Nelas tem menor correlação com todas as estações, porque está mais afastada da Serra. Em relação às

estações dos Planaltos da Estrela, a Lagoa Comprida e das Penhas Douradas têm correlações mais elevadas, e a das Penhas da Saúde tem menor correlação com elas porque se situa no planalto oriental. Por outro lado, ao contrário das temperaturas médias a estação do Fundão tem menor correlação com Nelas, do que com as estações dos planaltos.

A correlação entre as temperaturas mínimas médias é menor, do que para as médias e máximas, devido à influência da altitude e da proximidade geográfica. Das estações que rodeiam a Estrela, a estação de Nelas só tem correlação com a do Fundão. A estação do Fundão apresenta correlação elevada com as Penhas da Saúde, que está mais próxima geograficamente, mas não tem correlação significativa com a Lagoa Comprida. As estações de planalto têm maior correlação entre si, sendo notória a influência da altitude e a proximidade das estações, uma vez que é a estação das Penhas da Saúde, que se afasta mais das outras.

Para avaliar a homogeneidade dos dados, foram criadas séries de referência. Estas foram calculadas a partir dos registos das estações com correlação significativa (>0,8), relativamente a cada série da estação a analisar (Peterson, *et al*., 1988; Nicolau, 2002 e Vincent *et al.*,2002). Às séries foram aplicados *o teste-T e o teste U de Mann-Whitney*. O primeiro é um teste paramétrico, que é aplicado às séries de temperatura para avaliar as diferenças entre dois grupos e tem a vantagem de poder ser aplicado a amostras de pequena dimensão (Peterson *et al.,* 1988). O segundo teste é não-paramétrico e tem uma interpretação semelhante ao teste anterior, mas baseia-se na ordem e não na média. Trata-se de um teste alternativo ao teste-T, que é mais sensível para amostras independentes. Apesar de ser um teste não-paramétrico, para amostras superiores a 20 indivíduos, a distribuição aplicada aproxima-se da normal (Wilks, 1995). Ambos os testes mostraram que as hipóteses aleatórias (p=0,05) não foram rejeitadas. Conclui-se então que, as séries de dados anuais da temperatura média, máxima média e mínima média, das 5 estações, para o período de 1953/1983 são homogéneas, não sendo necessário proceder à sua homogeneização.

3.5.2. O regime mensal da temperatura do ar

A análise da temperatura do ar para todas as estações revela um regime térmico simples, com um máximo no Verão e o mínimo no Inverno e a progressão das temperaturas ao longo do ano é feita de forma regular (Figs. 3.15, 3.16 e 3.17). Nota-se a influência da altitude na variação da temperatura (Fig. 3.14). Os meses mais quentes são Julho, com a temperatura média variar entre os 15,5ºC nas Penhas Douradas e os 20,8ºC no Fundão, e Agosto, em que a temperatura varia entre os 15,9ºC nas Penhas da Saúde e os 22,ºC em Nelas. Os meses mais

frios são Janeiro, com 1,4ºC nas Penhas da Saúde e 7,3ºC em Nelas, e Fevereiro, com a temperatura média a variar entre 1,6ºC nas Penhas da Saúde e 8,4ºC em Nelas. A temperatura

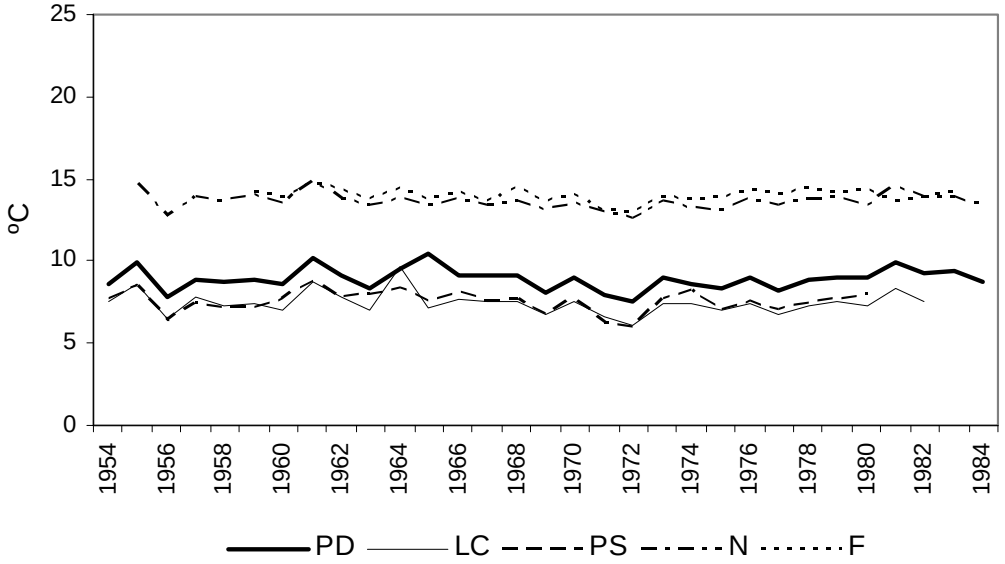


Figura 3.14 – Variação da temperatura média anual nas estações de Penhas Douradas, Lagoa Comprida, Penhas da Saúde, Nelas e Fundão, e para o período estudado.

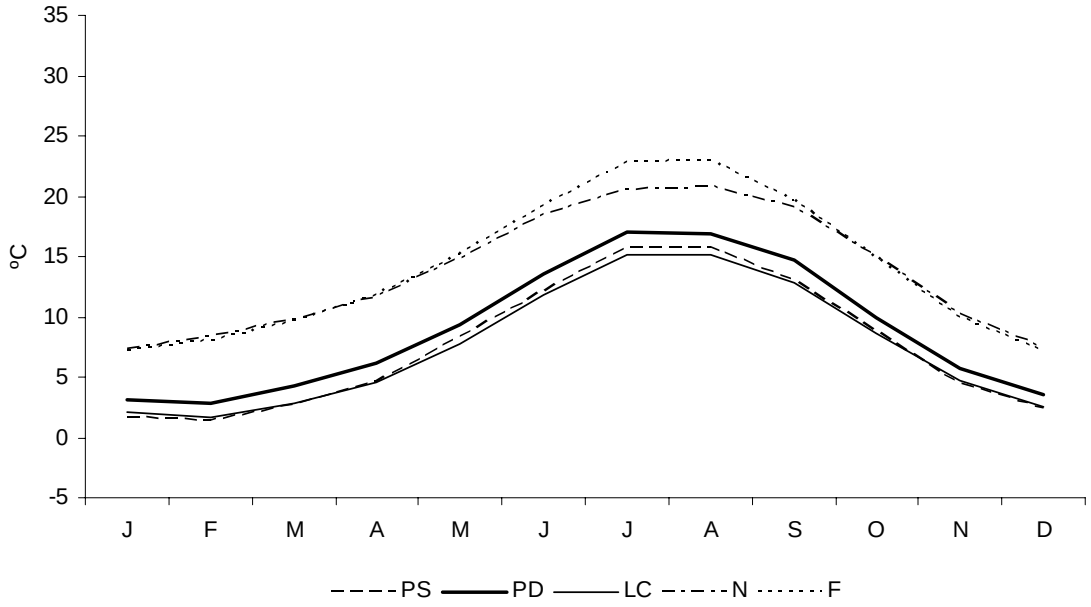


Figura 3.15- Variação da temperatura média mensal nas estações de Penhas Douradas, Lagoa Comprida, Penhas da Saúde, Nelas e Fundão, e para o período estudado.

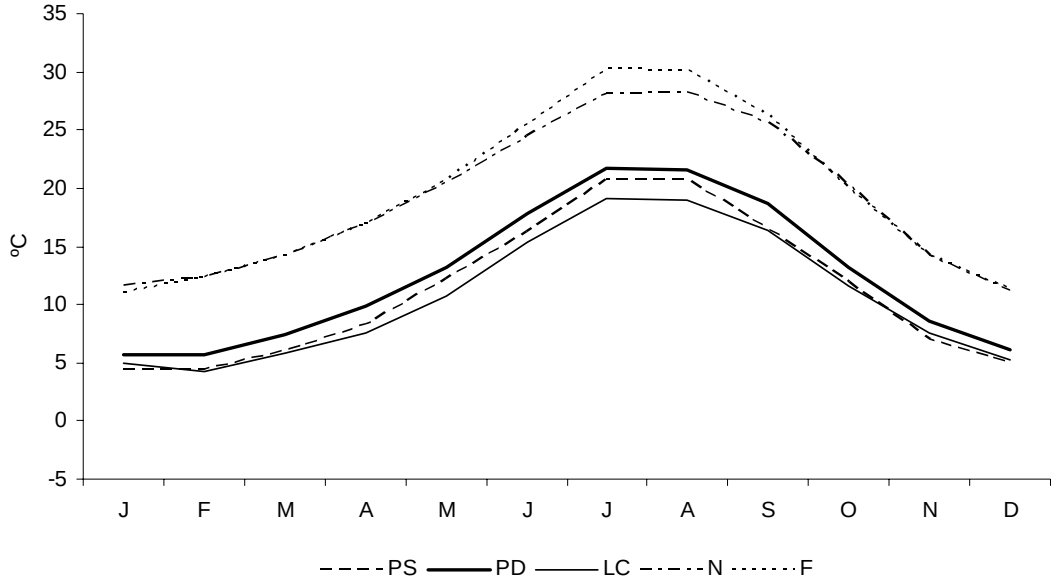


Figura 3.16- Variação da temperatura máxima média mensal nas estações de Penhas Douradas, Lagoa Comprida, Penhas da Saúde, Nelas e Fundão, e para o período estudado .

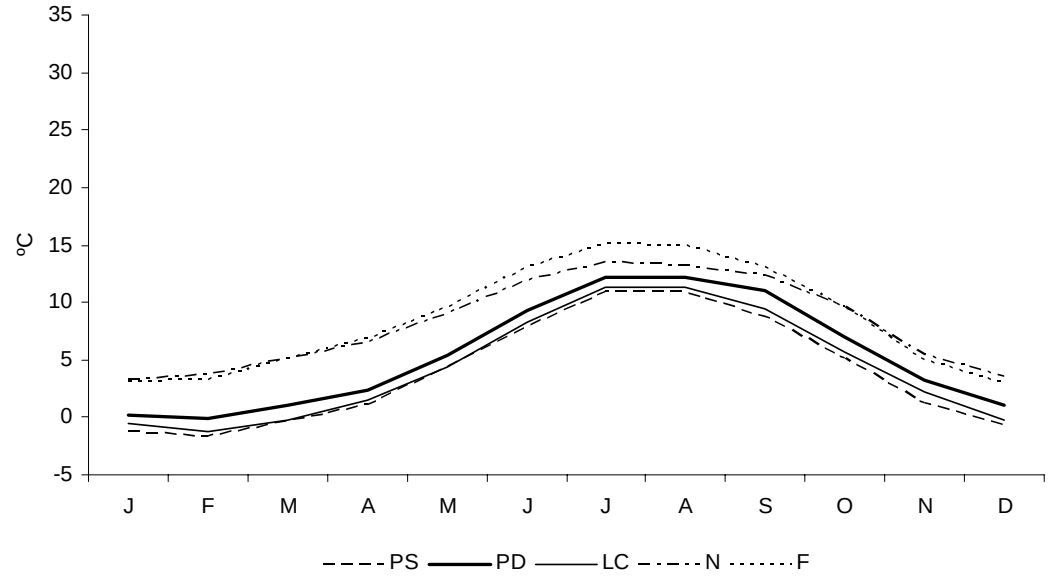


Figura 3.17- Variação da temperatura mínima média mensal nas estações de Penhas Douradas, Lagoa Comprida, Penhas da Saúde, Nelas e Fundão, e para o período estudado.

mínima média é também mais baixa nos mesmos meses, sendo mesmo negativa nas estações a maior altitude. Temperatura mínima média em Janeiro nas Penhas da Saúde é -1,2ºC, no Fundão 3,1ºC e em Nelas 3,2ºC. Em Fevereiro nas Penhas Douradas é 0,1ºC e na Lagoa Comprida é -1,3ºC. Nas Penhas da Saúde e na Lagoa Comprida a temperatura mínima média é negativa de Dezembro a Março. No Verão a média das mínimas ronda os 11/12ºC nas estações a maior altitude e, atinge os 13ºC em Nelas e os 15ºC no Fundão. O mês com

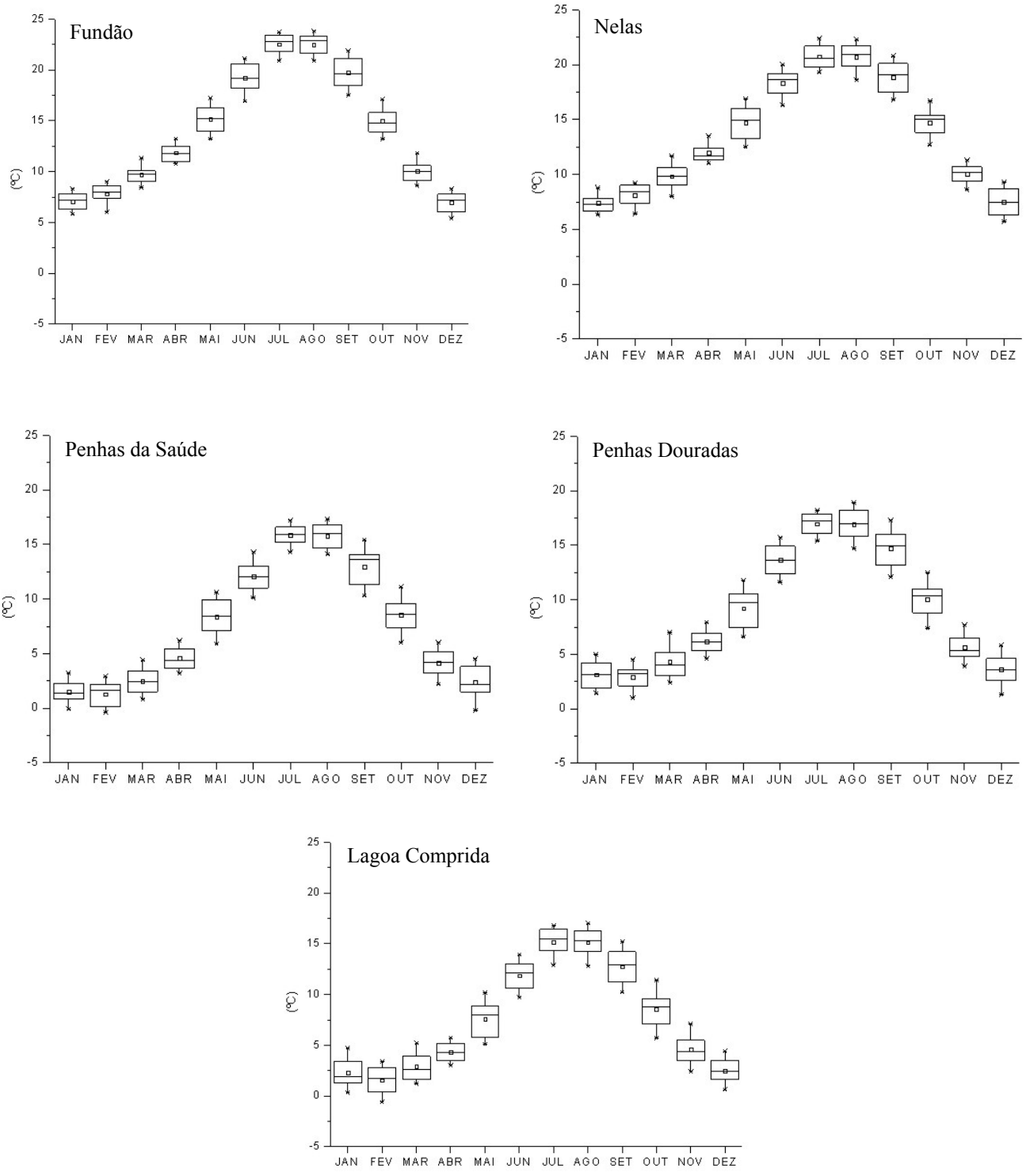


Figura 3.18 - Variação da temperatura mensal, decil 9, quartil 75, mediana e quartil 25, para as estações da Serra da Estrela, no período de 1953/83.

temperatura máxima média mais elevada é o de Julho, variando entre 19,5ºC na Lagoa Comprida e os 30,3ºC no Fundão. O mês de Agosto tem valores muito próximos.

A temperatura máxima média nos meses de Inverno esteve entre os 4 e 6ºC, mas nas estações situadas a menor altitude (Nelas e Fundão) variou entre os 11 e os 12ºC.

No que diz respeito ao regime provável (Fig. 3.18), a estação das Penhas da Saúde tem o d1, com as temperaturas médias mais baixas ao longo do ano, que chegam mesmo a ser negativas no Inverno (por exemplo -0,4ºC em Fevereiro). O mês de Fevereiro é o que possui temperaturas mais baixas para os anos mais frios (d1 e q1) e para as estações situadas na Estrela (variando a temperatura média entre -0,6 e 2ºC). No caso das estações que estão à volta da Serra, é o mês de Janeiro que tem o d1 e o q1 com temperaturas mais baixas (variando entre 5,8 e 6,7ºC). As temperaturas médias são mais elevadas em Julho e Agosto, mas este último mês tem uma maior amplitude nas temperaturas médias para as Penhas Douradas e da Saúde, entre os 10% dos meses mais frios e os 10% mais quentes (até 4ºC de diferença nas temperaturas médias). As maiores diferenças entre as temperaturas médias mensais, no período estudado, ocorrem na Primavera e no Outono, em particular nos meses de Maio e Setembro. Nas estações de planalto entre o d1 e o d9 pode haver uma diferença de 5ºC no mês de Setembro (d1 varia ente os 10 e os 12ºC e o d9 entre os 17 e os 15ºC). Nas estações de Nelas e Fundão a diferença é 4ºC (variando entre os 17 e os 21ºC). Em Maio a diferença entre os meses mais quentes e mais frios também é de 5ºC para as estações de maior altitude (variando entre os 5 a 6ºC e os 10 a 11ºC). Para as estações que rodeiam a serra a diferença também é de 4ºC (variando entre os 13 e os 17ºC).

3.5.3. A variação espacial da temperatura do ar

Para conhecer a variação espacial da temperatura do ar na serra, correlacionaram-se os valores das temperaturas medias mensais e anuais do ar das 5 estações meteorológicas, com a altitude, a latitude e a longitude (Quadro 3.15). Escolheram-se aquelas variáveis independentes porque são as que explicam a variação da temperatura entre as estações. No entanto, a variável com melhor correlação com a temperatura é a altitude, enquanto as outras duas variáveis não têm correlação significativa. Por isso, para modelação espacial da temperatura usou-se como variável independente a altitude, tendo-se considerado as rectas de regressão para cada mês, que depois foram introduzidas no Sistema de Informação Geográfica ILWIS. São apresentados os modelos que estimam as temperaturas média anual, média do mês mais quente e média do mês mais frio.

Quadro 3.15 – Equações da recta e correlações entre a temperatura média mensal e anual e a altitude para a região da Serra da Estrela.

Mês	Equação da recta	R^2	p <0,05
J	Y=-0,005x+9,6	0,99	0,00
F	Y=-0,005x+10,9	0,99	0,00
M	Y=-0,005x+12,8	0,99	0,00
A	Y=-0,006x+14,8	0,98	0,00
M	Y=-0,006x+17,91	0,98	0,01
J	Y=-0,006x+21,77	0,98	0,00
J	Y=-0,005+24,15	0,90	0,00
A	Y=-0,005x+24,46	0,92	0,00
S	Y=-0,005x+21,87	0,96	0,00
O	Y=-0,005x+17,51	0,98	0,00
N	Y=-0,005x+12,57	0,99	0,00
D	Y=-0,004x+9,51	0,98	0,00
Anual	Y=-0,0056x+16,4	0,98	0,00

A temperatura média anual estimada reflecte um gradiente altitudinal de -0,6ºC/100m, com temperaturas médias mais baixas, de 4 a 6ºC, no Alto da Torre (Fig. 3.19). O sopé da Serra exposto a Oeste e o exposto a Este, bem como o vale do Zêzere, a jusante de Manteigas, têm temperaturas médias anuais que variam entre os 12 e os 14ºC. O sector superior das vertentes, que contacta com os planaltos regista uma temperatura que varia entre os 10 e os 8ºC. Acima dos 1600m a temperatura é inferior a 8ºC.

Dos modelos estimados para vários meses, o que apresenta temperaturas mais baixas é o do mês de Janeiro (Fig. 3.20). A temperatura nesse mês, nas áreas a menor altitude varia entre 6 e 8ºC. O sector superior do vale do Zêzere, as cristas e as vertentes situadas acima dos 1200m têm uma temperatura média mensal que varia entre 2 e 4ºC. Os planaltos situados acima dos 1600, bem como as vertentes do Planalto da Torre, atingem o mínimo de 0ºC. Este modelo também estima um gradiente térmico altitudinal de -0,6ºC/100m.

Relativamente ao mês de Agosto, a temperatura média do ar estimada varia entre 22 e 20ºC, no sopé da Serra e no vale do Zêzere até aos 1400 m (jusante de Manteigas, Fig. 3.21). Acima dessa altitude, e até 1800m, o que vai corresponder à maior parte da serra, regista-se uma temperatura que pode variar entre 18 e 16ºC. Nos planaltos superiores, a mais de 1800m, que incluem o Alto da Pedrice no sector meridional, e no ocidental o Piornal, a Lagoa Comprida e Alto da Torre, registam a temperatura mais baixa, que varia entre 16 e 14ºC. É de referir que o modelo, para Agosto estima um menor gradiente térmico vertical (-0,5ºC/100m).

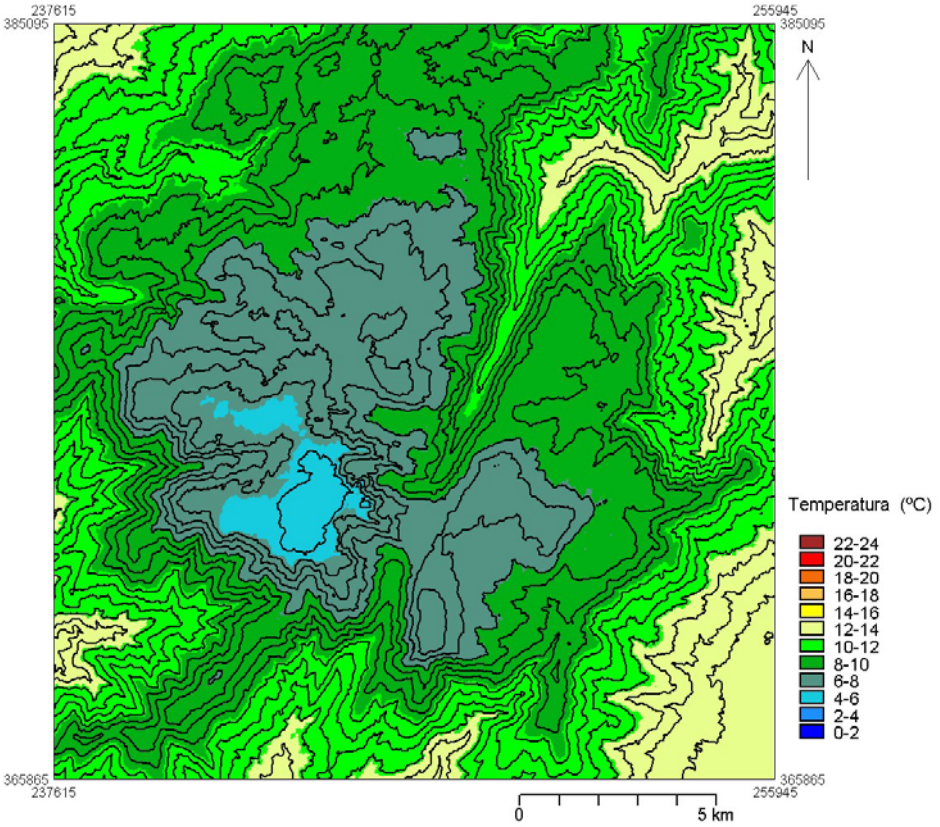


Figura 3.19 – Temperatura media anual do ar estimada para a Serra da Estrela (curvas de nível com equidistância de 100m).

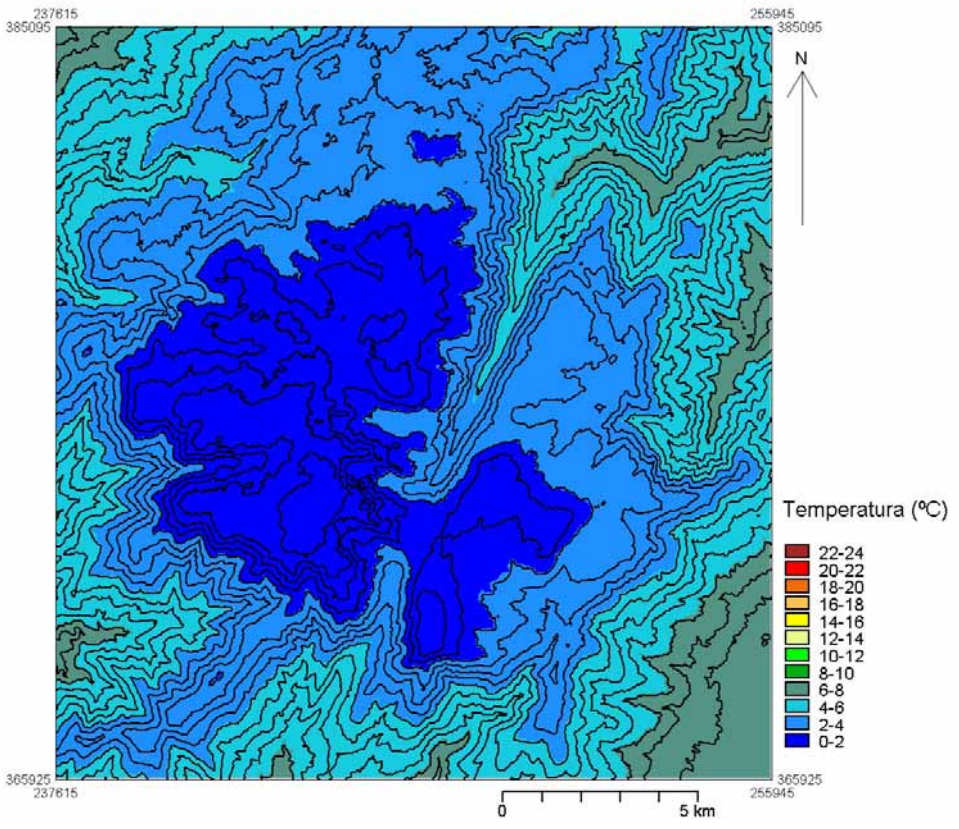


Figura 3.20 -. Temperatura média do ar estimada para Janeiro (curvas de nível com equidistância de 100m).

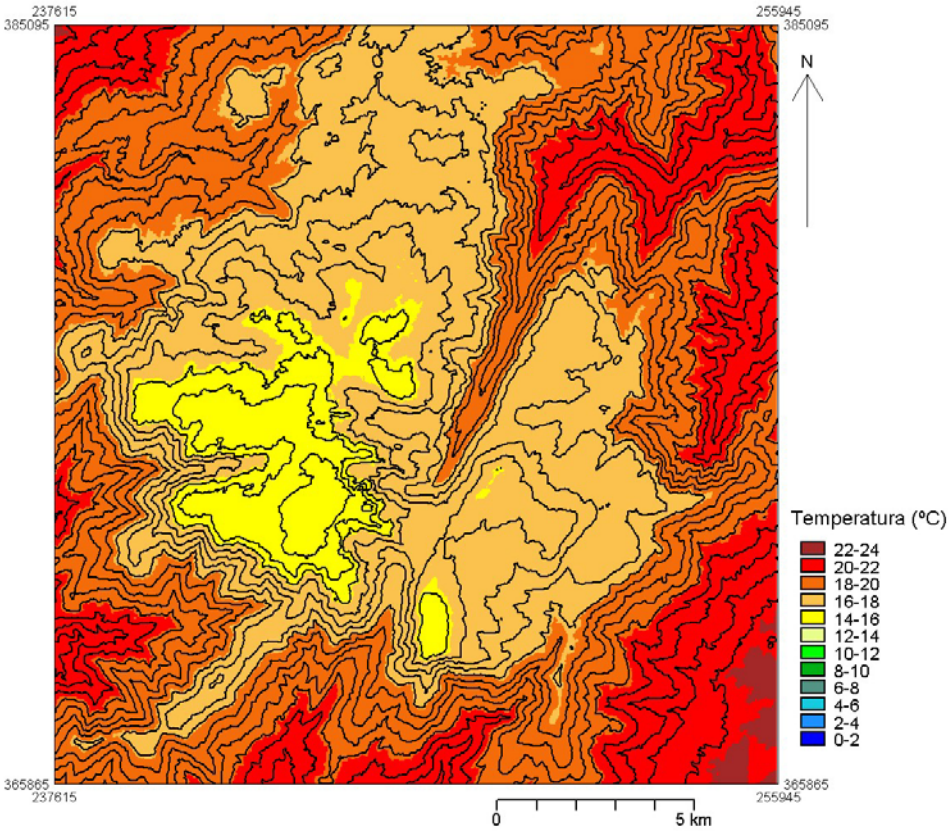


Figura 3.21 – Temperatura média do ar estimada para Agosto (curvas de nível com equidistância de 100m).

3.5.4. Conclusão: factores que condicionam a variação da temperatura

Ao comparar os valores dos elementos climáticos das várias estações, torna-se particularmente clara a **influência da altitude** que, na Estrela, é muito evidente devido à forte energia do relevo, que a caracteriza. Os meses mais quentes são Julho e Agosto, em que a temperatura média varia entre 15,5ºC nos planaltos e 22ºC no sopé da Serra; a temperatura máxima média varia entre 19,5 e 30 ºC, e a mínima média entre 11ºC nas estações de maior altitude e 15ºC no sopé da Serra.

Os meses mais frios são Janeiro e Fevereiro, com temperatura média entre 1,4ºC nos planaltos e 8,4ºC no sopé da serra (Fundão). A temperatura mínima média nesses meses é negativa nas estações a maior altitude, e a temperatura máxima média varia entre 4ºC nos sectores a maior altitude, e 12ºC no sopé da montanha e nos vales interiores. O gradiente vertical da temperatura média anual do ar é de -0,6ºC/100m, valor idêntico ao verificado em Janeiro. Em Agosto o gradiente é menos acentuado, sendo em média, de -0,5ºC/100m.

Foram ainda apresentados vários mapas com a distribuição das temperaturas médias na área de estudo, salientando-se que, quando se desce na escala de análise temporal e espacial,

os padrões de variação da temperatura se tornam muito mais complexos, e dependem da época do ano e da altura do dia, da topografia e das condições de estabilidade atmosférica. Este tema tem de ser aprofundado a partir de diferentes bases de dados, metodologia e técnicas de análise e será objecto do capítulo 5.

3.6. CONCLUSÃO FINAL

Após o enquadramento climático realizado no capítulo 2, a precipitação e a temperatura do ar foram os elementos do clima tratados com maior pormenor neste capítulo. A precipitação foi estudada de forma a contribuir para a compreensão da origem da dissimetria, entre os flancos Oeste e Este da Serra da Estrela. Em relação à temperatura do ar, o presente capítulo constituiu uma primeira abordagem à sua distribuição regional na Estrela, realizada apenas com base nos dados das estações meteorológicas do IM.

As **temperaturas do ar** de 1953 a 1983 das estações do Fundão, Penhas Douradas, Penhas da Saúde e Lagoa Comprida foram consideradas homogéneas, uma vez aplicadod os testes *T-test* e *U Mann-Whitney*, as hipóteses aleatórias não foram rejeitadas (p=0,05). Foi caracterizado o regime da temperatura do ar e estimada a variação da temperatura com a altitude para a média anual, para a média dos meses mais quente e mais frio. Os resultados foram sempre estatisticamente significativos, o que denota que à escala mensal, a utilização dos valores de altitude é suficiente para descrever o comportamento espacial das temperaturas na região da Estrela. O modelo da variação da temperatura média anual do ar com a altitude apoia-se num **gradiente vertical de -0,6ºC/100m**. Para o mês mais frio (Janeiro), o gradiente térmico vertical é igual e, para o mês mais quente (Agosto), o gradiente é de -0,5ºC/100m.

A **precipitação** foi estudada também para o período de 1953/83, com base nos registos mensais de estações de Gouveia, Seia, Vale de Rossim, Valhelhas, Covilhã, Celorico da Beira e Fornos de Algodres. As séries foram analisadas quanto à sua homogeneidade, e para todos os testes as hipóteses aleatórias não foram rejeitadas (p=0,05). Em relação à distribuição da precipitação, **os valores de precipitação diminuem em geral com a altitude**. No sopé da vertente ocidental registam-se valores médios de precipitação anual inferiores a 1200mm. No limite norte, a precipitação média anual é de cerca de 1100mm. No limite sul, a precipitação média anual é de 783mm. A estação da Covilhã, situada a meia-vertente no lado sudeste da Estrela, regista valores de precipitação anual elevados, rondando os 1600mm. A maior altitude, as estações registam valores médios anuais superiores a 1600mm (Penhas Douradas, Lagoa Comprida e Penhas da Saúde). Mas como ilustrado por Daveau *et al.* (1977), o aumento da precipitação com a altitude, não se faz de forma uniforme na serra e os valores de **precipitação** não são **superiores** na fachada exposta a Oeste, mas sim do lado Este da Estrela, mais concretamente no **Planalto das Penhas da Saúde** onde se registam valores muito elevados de precipitação. Para estudar as causas desta dissimetria, analisaram-se os meses com precipitação do período de 1960 a 1970, tendo-se verificado que nos meses em

que ocorrem os maiores valores de precipitação, dominam as perturbações frontais com fluxo de Oeste e de Sudoeste, o que está de acordo com o apontado Trigo e Câmara (2002), quando referem que esses sistemas são responsáveis por 62% da precipitação diária, para o período de 1957/1986. Também os fluxos de Este e de Sudeste são responsáveis por precipitações elevadas, mas não tão significativas. Foi verificado que a causa da assimetria na distribuição da precipitação está relacionada com o fluxo das massas de ar pluviogénicas: que quando a **precipitação é maior nas Penhas Douradas** domina o **fluxo de Oeste**, enquanto quando os **valores são mais elevados nas Penhas da Saúde**, domina o fluxo de **Sudoeste**.

Com o objectivo de verificar e validar as observações apresentadas acima, foram analisados os registos diários da precipitação das estações meteorológicas de Gouveia, Penhas Douradas e Covilhã no período comum de 1989 a 1991 (429 dias com precipitação). Verificou-se que, no grupo de dias em que há **mais precipitação na Covilhã**, domina o fluxo regional de **Sudoeste** e que, por outro lado, no grupo em que há maiores valores de precipitação nas **Penhas Douradas** dominam os fluxos de **Oeste** Noroeste. Também para este conjunto de dias, os fluxos regionais que dão origem a valores mais elevados de precipitação foram os de Sudoeste e de Oeste. Nessas situações, nas Penhas Douradas registava-se vento de Norte, o que vem destacar a importância da modificação do fluxo do vento pela topografia, e as limitações daquela estação para o estudo do vento regional.

CONCLUSÃO DA 2º PARTE

A 2ª Parte da dissertação versou a análise das características climáticas regionais da Serra da Estrela com base em estudos realizados por outros autores e em registos de estações meteorológicas do Instituto de Meteorologia e Instituto da Água.

As características morfológicas da Serra da Estrela influenciam marcadamente os climas. Os seus traços essenciais assentam na presença de dois planaltos principais que culminam quase a 2000m de altitude, separados pelo alinhamento de vales de orientação submeridiana do Zêzere e da Alforfa. As vertentes dos vales interiores e os flancos da serra têm declives acentuados, e comandos de várias centenas de metros, atingindo em vários casos, mais de 1000m. É de notar ainda que a Estrela é parte de um alinhamento montanhoso que surge isolado entre duas superfícies aplanadas e com altitudes da ordem dos 400 a 600m, que a marginam a sudeste e a noroeste.

Em termos macroclimáticos, a Serra da Estrela encontra-se na transição entre os climas Atlântico, que domina na fachada exposta a Oeste, e o Mediterrâneo, que se faz sentir na fachada exposta a Este e nos vales interiores. A dissimetria climática é determinada pelo período seco, que é maior na fachada exposta a Este. A precipitação vai contribuir para essa dissimetria climática, uma vez que na fachada Este predominam os fenómenos de precipitação mais intensos e concentrados no tempo, e na fachada Oeste há um maior número de dias de precipitação, mas com menor intensidade.

De forma a contribuir para a compreensão da origem da dissimetria da distribuição da precipitação na Serra da Estrela foram estudados 3 períodos diferentes de registos de precipitação para várias estações e postos udométricos na serra, e observou-se que nos episódios com precipitação, os fluxos de Oeste e de Sudoeste são os responsáveis pelas principais dissimetrias na distribuição desta. Assim, quando o fluxo é frontal de Oeste a precipitação é superior nas Penhas Douradas, e quando é de Sudoeste são maiores os valores na estação das Penhas da Saúde e da Covilhã. Embora a origem desta diferença possa estar também relacionada com a modificação dos fluxos pela topografia, a posição da estação meteorológica em relação ao percurso que as massas de ar fazem após sofrerem a ascensão orográfica parece ser determinante para os valores registados. Assim, a precipitação é superior nas Penhas da Saúde e Covilhã quando as massas de ar se deslocam de Sudoeste, e maior nas Penhas Douradas, quando provêem de Oeste ou Noroeste. Contudo, é de notar que estes resultados foram obtidos com dados que não são os ideais; por um lado, a localização das estações meteorológicas nem sempre é representativa do sector onde se encontram, e por

outro, os intervalos de registo não são suficientemente detalhados para caracterizar com rigor a influência do relevo na precipitação. Para obter melhores resultados, será necessário instalar uma rede de postos udométricos automáticos em pontos-chave da montanha, acompanhados, preferencialmente, por uma estação meteorológica de referência.

A comparação dos registos do vento nas Penhas Douradas e nos dados das reanálises vem precisamente acentuar o papel da topografia na modificação no vento, uma vez que são registadas direcções substancialmente diferentes entre a superfície e o fluxo regional a 850hPa. Outro aspecto que vem acentuar o papel da topografia na direcção do vento é o facto de o rumo do vento registado nas 3 estações situadas nos planaltos ser diferente, o que significa que os dados do vento das estações meteorológicas são apenas representativos do "sitio" da estação.

No que diz respeito à temperatura, a Serra da Estrela vai influenciar a temperatura do ar contribuindo para a sua diminuição com a altitude. Foi estudada a série de 30 anos de dados das estações meteorológicas situadas na região e verificou-se uma diminuição da temperatura média anual de -0,6ºC/100m. Os padrões de distribuição das temperaturas apresentam, assim, os valores mais baixos nos planaltos, e mais elevados nos sopés da serra e vales interiores. Este padrão relativamente simples que se verifica nas médias mensais, é completamente modificado quando se analisam os padrões térmicos instantâneos, ou das máximas e das mínimas diárias, porque estes são muito influenciados pela variabilidade das condições meteorológicas, mas também pelas características locais ao nível do "sítio". É esse o tema que analisamos em detalhe na 3ª Parte do presente trabalho.

3ª PARTE

CLIMAS LOCAIS DA SERRA DA ESTRELA

CAPÍTULO 4

O BALANÇO RADIATIVO NA SERRA DA ESTRELA

4.1. INTRODUÇÃO

No capítulo anterior estudou-se o regime e a distribuição da temperatura e da precipitação na Serra, com base em registos de estações meteorológicas e de postos udométricos, e verificou-se a importância da altitude e da trajectória dos fluxos sinópticos nos padrões observados.

Neste capítulo, pretende-se estudar o papel da topografia, em particular da altitude, da exposição e do declive das superfícies, na radiação solar incidente e no balanço radiativo da Estrela. Devido à escassez de registos meteorológicos, optou-se por recorrer à detecção remota, nomeadamente das imagens obtidas via satélite, uma vez que a excelente cobertura espacial possibilita um conhecimento detalhado da área.

Uma das vantagens das imagens de satélite é precisamente a possibilidade de obtenção de um levantamento espacial contínuo do comportamento da radiação de grande comprimento de onda incidente e emitida, da radiação solar recebida, do albedo das superfícies e consequentemente do balanço radiativo, mas também de outros elementos que influenciam o clima, como o uso do solo e a cobertura vegetal.

Para superar a falta de dados de radiação medidos *in situ*, utilizaram-se 2 imagens Landsat 5 TM, uma de Verão (27 de Junho de 1998) e outra de Inverno (3 de Fevereiro de 1992), registadas às 9 horas e 30 minutos locais. Aquelas imagens permitem avaliar a distribuição espacial dos elementos do balanço radiativo em situações radiativas opostas. As imagens foram obtidas através do protocolo entre o CEG e a DEMETER (Rede dos Núcleos Temáticos de Detecção Remota). As imagens Landsat 5 TM, apresentam 7 bandas ópticas com elevada resolução espectral. Estas características espectrais são particularmente importantes em áreas

de montanha, uma vez que, sendo o terreno acidentado, se torna necessário remover os efeitos atmosféricos e radiométricos e a sua correcção é mais fácil e precisa quando o sensor tem elevada resolução espectral (Gruber, 2000). Uma outra vantagem das imagens de satélite, é que, apesar de estas serem obtidas num determinado momento do dia, é possível extrapolar a sua informação, através da aplicação de algoritmos e classificações para momentos diferentes daquele em que foi obtida a imagem (Pax-Lenney, 2001). Por outro lado, as imagens de satélite são cada vez mais utilizadas porque a resolução espacial é também cada vez maior, facto que se deve ao lançamento de novos satélites (por ex.: ASTER, TERRA, AQUA, ENVISAT, Ikonos), que possuem mais sensores e maior número de canais, aumentando o raio de possibilidades de aplicação, e permitindo também o uso de algoritmos cada vez mais complexos (Parlow, 1996a).

Neste capítulo, são explicados os passos necessários para se calcular ao balanço radiativo com base em duas imagens Landsat-5TM. Começa-se por uma pequena abordagem à detecção remota, para depois se apresentar o modelo digital de terreno da área de trabalho e os modelos derivados deste. Seguidamente, é apresentada a metodologia aplicada no cálculo do balanço radiativo para a imagem de Inverno e de Verão, e são comparados os resultados das duas imagens para cada uma das componentes do balanço radiativo. Como os cálculos são relativos às 9h30min é aplicada uma metodologia que permite estimar o balanço radiativo para a hora em que o Sol está mais alto. É ainda apresentado um exemplo de aplicação de trabalho relativo à imagem de Fevereiro. Por fim, salienta-se que, com este capítulo, se pretende apresentar a metodologia usada na construção dos vários níveis de informação, que depois vão ser utilizados na caracterização dos climas locais da Serra da Estrela, e em particular na definição de climatopos no capítulo 6.

4.2. A SERRA DA ESTRELA A PARTIR DA ANÁLISE DE IMAGENS LANDSAT 5 TM

4.2.1. Características das imagens Landsat 5 TM

As imagens da superfície terrestre são registadas por detecção remota, porque os objectos da superfície terrestre reflectem radiação electromagnética proveniente do Sol. O recurso às imagens registadas por detecção remota é muito interessante porque, a partir delas, é possível conhecer algumas das características da superfície terrestre, uma vez que, os sensores existentes nos satélites artificiais registam a radiação electromagnética emitida pelas superfícies. No entanto, é de salientar que, para além dessa energia reflectida, os objectos emitem radiação própria, e que esta depende da sua temperatura.

A radiação electromagnética propaga-se no espaço segundo dois campos vectoriais, o eléctrico e o electromagnético: os dois estão orientados ortogonalmente e, formam uma onda que avança na direcção perpendicular ao plano que contém os vectores (Fig. 4.1). A maior parte das características da radiação electromagnética, como a interferência e a difracção são explicadas pela teoria ondulatória de James Maxwell, mas a forma como a energia interage como a matéria é explicada através da teoria corpuscular de Max Plankc, segundo a qual a radiação electromagnética é constituída por partículas, as quais se designam de fotões (Lillesand e Kiefer, 2000; Fonseca e Fernandes, 2004; Mather, 2004).

A detecção remota analisa os fenómenos de propagação da radiação electromagnética segundo a teoria ondulatória e os fenómenos de interacção da radiação com a matéria à luz da teoria corpuscular. Ora as ondas electromagnéticas propagam-se no vácuo, com uma velocidade constante e a energia que transportam é inversamente proporcional ao comprimento de onda.

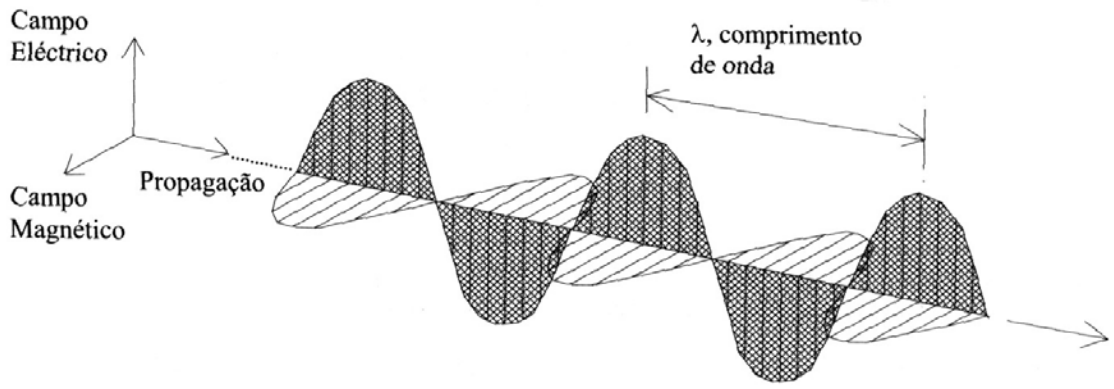


Figura 4.1- Propagação da radiação electromagnética (adaptado de Lillesand e Kieffer, 2000).

A energia radiante, ou a quantidade de energia transportada pela radiação electromagnética, determina a capacidade que esta tem para produzir alterações nos objectos em que incide. No entanto, as alterações vão depender, também, da temperatura e do estado físico dos objectos.

Todos os corpos que se encontram a uma temperatura superior ao zero absoluto (-273ºC) emitem radiação electromagnética, e esta é gerada pela transformação de outras formas de energia, como por exemplo a térmica. Em detecção remota as principais fontes de radiação electromagnética utilizadas são o Sol e a energia emitida e reflectida pela superfície terrestre. Para conhecer as características de radiação electromagnética emitida pelos corpos, é utilizado um corpo padrão que é o corpo negro, que tem a propriedade de absorver toda a radiação electromagnética que incide sobre ele, e de emitir a mesma quantidade de radiação, sem variar a sua temperatura. Ora, segundo a Lei de Planck, a quantidade de radiação electromagnética emitida por um corpo negro depende da sua temperatura. Para aplicar aquela lei ao longo do espectro electromagnético, obtém-se a Lei da Radiação de Stefan-Boltzmann que estabelece que a emitância (reflexão ou emissão) total de um corpo, depende da sua temperatura, sendo proporcional à sua quarta potência.

Qualquer corpo na superfície da Terra emite radiação electromagnética com uma eficiência inferior ao corpo negro. Para quantificar essa eficiência foi introduzida na Lei de Radiação de Planck uma variável, que é a emissividade, e que consiste na capacidade de um corpo emitir radiação electromagnética, relativamente à emitida por um corpo negro à mesma temperatura.

A radiação electromagnética quando incide sobre os objectos, interage com a matéria de três formas: - por absorção (trocas de energia entre os fotões e os átomos que constituem o corpo, o que pode levar ao aumento da temperatura); - por reflexão (reenvio para o espaço envolvente de parte da radiação electromagnética incidente, sem que haja alteração da frequência) ou por transmissão (a radiação electromagnética é transmitida através do objecto sem interagir com as partículas, e é recuperada na face oposta de incidência).

A intensidade de radiação electromagnética reflectida, absorvida ou transmitida depende do comprimento de onda e, do ângulo de incidência desta em relação aos objectos. A distribuição da energia faz-se segundo a equação do balanço energético, em que a energia radiante incidente é igual à soma das energias absorvidas, transmitidas e reflectidas (ver capítulo 1).

A interacção da radiação electromagnética com a atmosfera dá-se por absorção e por dispersão. O resultado da interacção entre a radiação solar directa e difusa e os constituintes da atmosfera é designado por efeito atmosférico (Lillesand e Kiefer, 2000). O efeito

atmosférico depende das características dos objectos, dos sensores que registam a radiação e das características da atmosfera. O efeito atmosférico pode ser corrigido nas imagens, se se conhecerem as características dos objectos, dos sensores e da atmosfera. A metodologia utilizada para a correcção do efeito atmosférico é levada a cabo em dois tempos: primeiro estimam-se as características ópticas da atmosfera, como a absorção por alguns gases da atmosfera, que ocorre em certas bandas, bem como a dispersão da radiação que leva à degradação da imagem detectada. A espessura óptica da atmosfera também deve ser considerada, e é modelada em função de parâmetros meteorológicos que estão relacionados com a absorção pelo vapor de água, ozono e pelos outros gases atmosféricos (Lillesand e Kiefer, 2000; Fonseca e Fernandes, 2004 e Mather, 2004). Depois a imagem é corrigida através da determinação da reflectância dos objectos.

Os sensores dos satélites detectam a energia emitida e reflectida pela superfície da Terra, e codificam e armazenam a informação, que depois é enviada para um sistema de recepção da informação em Terra. A informação é armazenada em píxeis, que correspondem à unidade espacial de menor dimensão que pode ser detectada pelo sensor. A dimensão desta célula define a resolução espacial, que vai depender do sensor. O valor numérico de cada informação é registado na matriz e depende do valor da radiação electromagnética medida pelo sensor. Estes valores estão codificados de 0 a 255, em que 0 é a ausência de reflectância e corresponde à cor negra numa escala de cinzentos e 255 representa a reflectância máxima (cor branca numa escala de cinzentos). Os sensores têm a capacidade de medir energia em vários comprimentos de onda de bandas espectrais (Lillesand e Kiefer, 2000; Fonseca e Fernandes, 2004 e Mather, 2004).

As imagens de satélite utilizadas foram registadas pelo Landsat 5, que se desloca a 705km da Terra, a uma velocidade 7,5 km/s; tem um período de órbita de 98,9 minutos e regista às 9h e 30 minutos locais em intervalos de 16 dias. O detector é constituído por um espelho de varrimento que envia a radiação incidente, através do sistema óptico, para um outro conjunto de espelhos oscilantes designados de "correctores de linha de varrimento" (Lillesand e Kiefer, 2000). O sensor *Thematic Mapper* instalado no Landsat-5 é um sensor multiespectral de radiação electromagnética, que adquire informação em várias bandas do espectro electromagnético. Tratam-se de bandas estreitas, designadas por janelas espectrais, porque a atmosfera deixa passar essa radiação electromagnética proveniente do Sol, para além da emitida pela Terra. A radiação electromagnética incidente é enviada para dois planos focais distintos: o plano focal primário, que possui dezasseis sensores, sensíveis às bandas espectrais numeradas de 1 a 4. As restantes 3 bandas (5, 6 e 7) requerem que o plano focal secundário

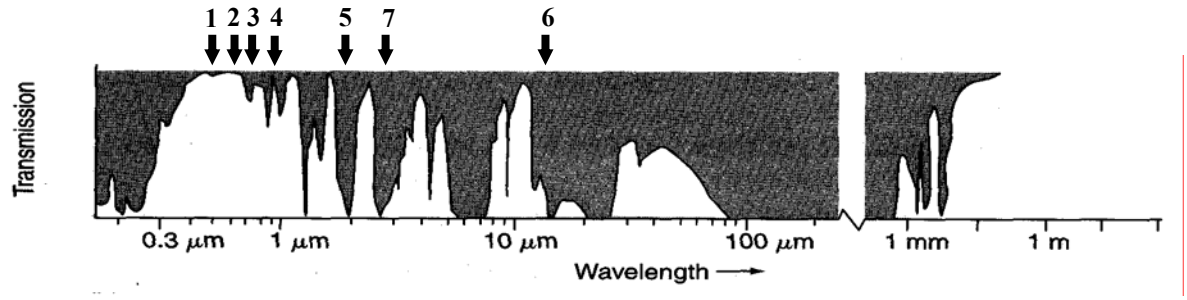


Figura 4.2 – Características espectrais da transmitância da atmosfera para cada banda (adaptado de Lillesand e Kieffer, 2000).

Quadro 4.1- Sensor TM do satélite Landsat 5

Designação	Bandas	Resolução espectral (μm)	Localização espectral (bandas)	Resolução espacial (m)
Visível	1 2 3	0,45 – 0,52 0,52 – 0,60 0,60 – 0.69	Azul Verde Vermelha	30 30 30
Infravermelho	4 5 7	0,76 – 0,90 1,55 – 1,75 2,08 – 2,35	Infravermelho próximo Infravermelho médio Infravermelho médio	30 30 30
Térmico	6	10,4 – 12,5	Infravermelho térmico	120

dos respectivos detectores seja refrigerado, para se obter a sensibilidade necessária. Para as bandas 5 e 7 existem igualmente 16 sensores e na banda 6 (térmica) existem 4 sensores (Figura 4.2).

O satélite Landsat 5, que foi lançado a Março 1984, regista em 7 bandas com diferente resolução espacial (Quadro 4.1). Salienta-se que as bandas de comprimento de onda maior, como as térmicas, têm que receber informação de uma maior porção da superfície da terra para que a quantidade de energia que chega ao sensor seja detectável.

A banda do infravermelho cobre a região espectral desde o comprimento de onda 1 mm a 0,7 μm e, está subdividida em infravermelho próximo, médio e térmico. A banda do visível está entre 0,4 5 e 0,7 μm (Lillesand e Kiefer, 2000; Fonseca e Fernandes, 2004 e Mather, 2004).

4.2.2 O Modelo Digital de Terreno e os níveis cartográficos derivados

O Modelo Digital de Terreno (MDT) é provavelmente o nível de informação de base mais utilizado em aplicações geográficas, pois além de várias possibilidades de visualização tridimensional do terreno, possibilita a elaboração de cálculos baseados em informação altitudinal georeferenciada. O MDT utilizado tem 30 m de resolução espacial e foi construído com base da Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000 – folhas 212, 213, 223, 224, 234 e 235 (Fig. 4.3). A partir dele, foram derivados os modelos de exposição e de declives apresentados na figura 4.4, e que são elementos fundamentais para o cálculo do balanço radiativo.

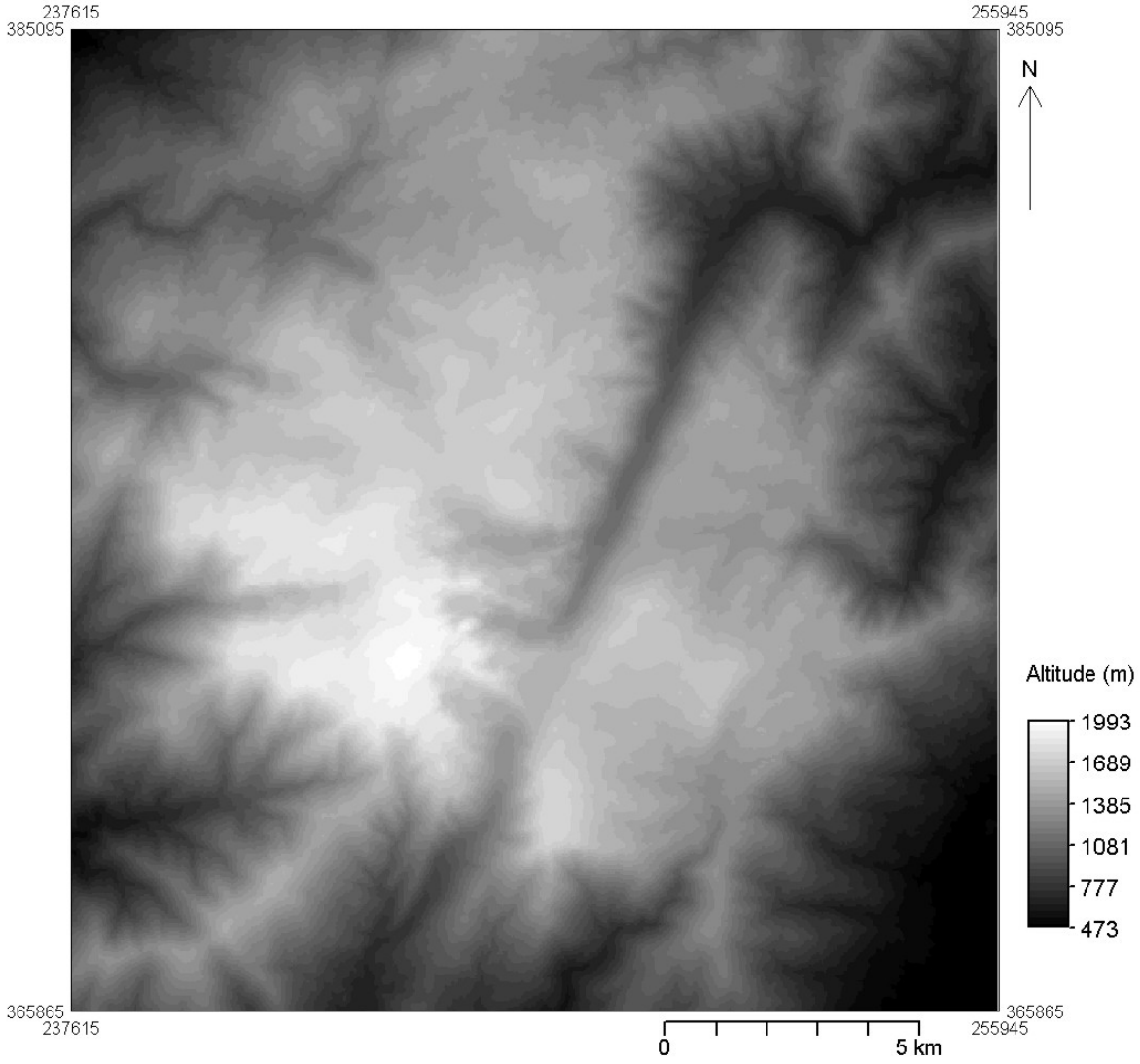


Figura 4.3 - Modelo Digital de Terreno da Serra da Estrela (pixel = 30m).

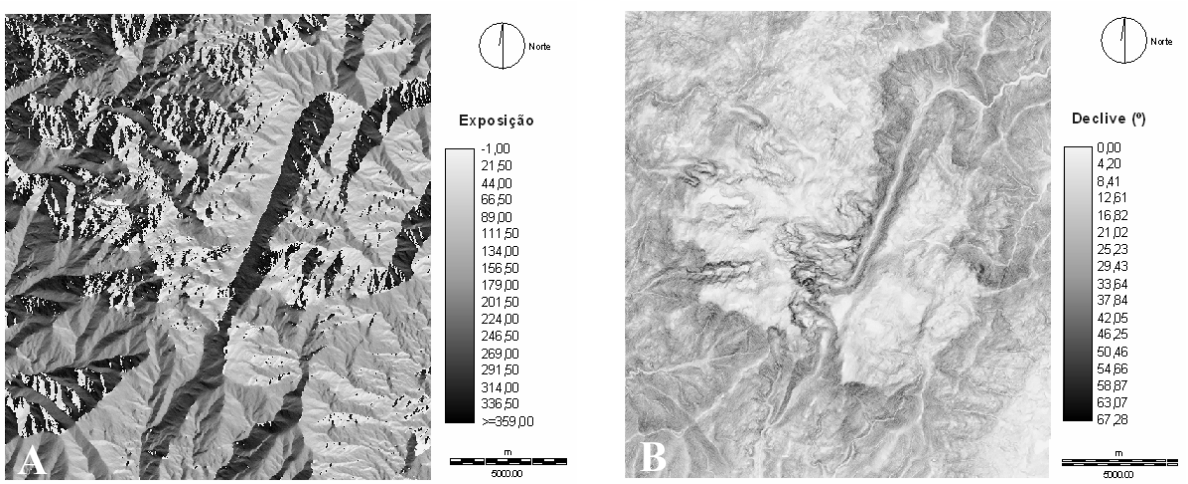


Figura 4.4 – Modelos derivados do Modelo Digital de Terreno da Serra da Estrela. A- Modelo de exposições das vertentes. B- Modelo de declives.

O MDT permite ainda extrair uma outra variável muito importante para estudos climáticos, em especial no que respeita aos climas locais: *sky view factor* (Oke, 1987). Este índice representa a razão entre a quantidade de céu observado a partir de um ponto de uma superfície, e o que está potencialmente disponível (Oke, 1987). O cálculo do *sky view factor* (SVF) é muito importante nos estudos dos climas locais, porque fornece indicações relativas às condições de penetração da energia solar em terrenos acidentados, e de perda de radiação de grande comprimento de onda durante a noite. O índice varia entre o valor mínimo de 0 e o valor máximo de 1 (Fig. 4.5). No caso de não haver ocultação visual do céu (todo o hemisfério celeste está visível) o valor é 1; se há ocultação do céu por obstáculos, o valor diminui. Por isso, quando o índice é inferior a 1, as superfícies recebem menor radiação solar directa. Quando isso acontece, significa que, durante o dia, há um menor *input* de energia mas, durante a noite, com uma menor superfície celeste as perdas de radiação infravermelha são menores. Este aspecto é particularmente importante em áreas de montanha. Por exemplo, durante a noite no sector superior das vertentes as perdas de radiação são maiores do que no sector inferior, porque a ocultação do céu é maior na base das vertentes e, desta forma, as perdas radiativas são menores. Salienta-se que os sectores da base das vertentes, para além de perderem menor radiação durante a noite, também receberem radiação infravermelha das paredes envolventes (Barry, 1992).

A melhor forma de calcular o SVF é através de fotografias tiradas com lentes convexas do tipo "olho de peixe", que depois, podem ser projectadas num diagrama solar ou polar, o que permite conhecer a trajectória anual Do Sol no local. Como não foi possível utilizar este tipo de lente recorreu-se ao software ATCOR, que faz a correcção radiométrica das imagens de satélite para áreas de montanha, e inclui os cálculos da sombra e da irradiância necessários

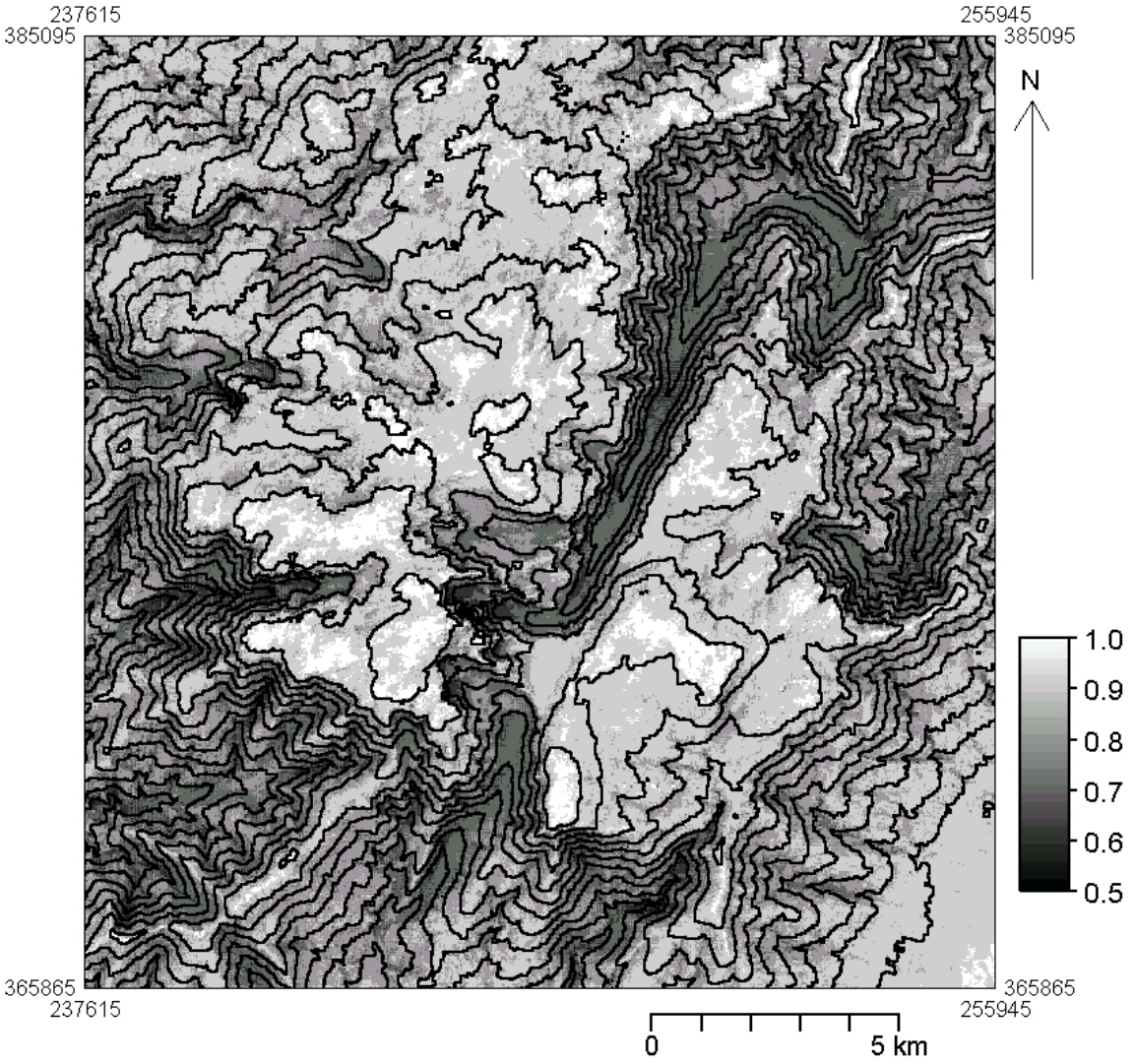


Figura 4.5 – Distribuição do *Sky view factor* na Serra da Estrela.

para o cálculo do SVF.

Na Estrela o *sky view factor* é superior nos planaltos (>0,9), e nas bacias e nos vales abertos (>0,8), que estão embutidos nos planaltos. Naquelas áreas as superfícies recebem mais radiação solar durante o dia, do que o resto da serra, mas também vão perder mais calor durante a noite. Pelo contrário, nos vales encaixados situados nos limites dos planaltos, as perdas radiativas durante a noite são inferiores, uma vez que o índice varia entre 0,5 e 0,7. Nos flancos Noroeste e Sudeste da Serra o índice ronda os 0,8. A informação deste modelo vai ser integrada no capítulo 6 para a definição de unidades climo-topológicas.

4.2.3. A classificação do uso do solo

A análise e o processamento das imagens Landsat foram realizados com os programas IDRISI32 e ILWIS 3.2 (*Integrated Land and Water Information System* - ITC). O primeiro passo no processamento das imagens de satélite foi a sua georeferenciação e a correcção das distorções geométricas. A correcção geométrica baseou-se na introdução semi-automática de coordenadas de vários pontos de controlo no terreno, como estradas (cruzamentos e curvas apertadas), cursos de água e edifícios; procedimento apoiado na Carta Militar de Portugal 1:25 000 digitalizada. Os pontos são sucessivamente corrigidos, com base em correlações entre os dados de várias imagens (Franklin e Wulder, 2002, p.188 e ILWIS, 1997). Para a correcção radiométrica, o *resampling* foi feito com base no algoritmo da *nearest neighbour*, para minimizar as modificações radiométricas em relação à imagem principal (Wulder e Franklin, 2002, p.187).

Provavelmente o uso principal que tem sido dado às imagens Landsat 5TM a nível global é a classificação do uso do solo, pois a sensibilidade espectral das suas bandas é muito adequada para esse objectivo. Por exemplo, a combinação das bandas 2, 4 e 7 da imagem de 27 de Junho de 1998 permite, através de uma simples operação de visualização de um *colour composite*, identificar as áreas sem vegetação (rosa claro a roxo), a água (em tons de negro a grená) e as áreas com vegetação (em diversos tons verde) (Fig. 4.6).

A partir das técnicas de classificação automáticas e semi-automáticas, é possível, conseguir uma classificação do uso do solo objectiva, e com grande detalhe. Usou-se, para isso, a imagem de Verão, pois é a mais recente, e não apresenta o problema da cobertura de neve, tal como acontece na imagem de Inverno.

Quando se pretende classificar uma imagem de satélite, um dos problemas que surge é a redundância dos dados entre as bandas, aspecto que se torna notório, quando há elevada correlação entre elas. Uma das técnicas utilizadas para reduzir a redundância espectral é a Análise em Componentes Principais - ACP (Lillesand *et al.*, 2000), técnica que aplicámos ao conjunto das várias bandas, com excepção da banda térmica, que apresenta resultados fracos neste tipo de análise (Endlicher, 1997 e Lillesand *et al.*, 2000). Trata-se de uma técnica em que o objectivo é reduzir o número das variáveis, mantendo ao mesmo tempo a variabilidade original dos dados (Wilks, 1995).

Da aplicação da ACP resultaram três eixos (componentes) explicativos principais: o primeiro eixo traduz 74% da variância, o segundo 20,5% e o terceiro 4,4%. Em conjunto, os dois primeiros eixos explicam 94% da variância.

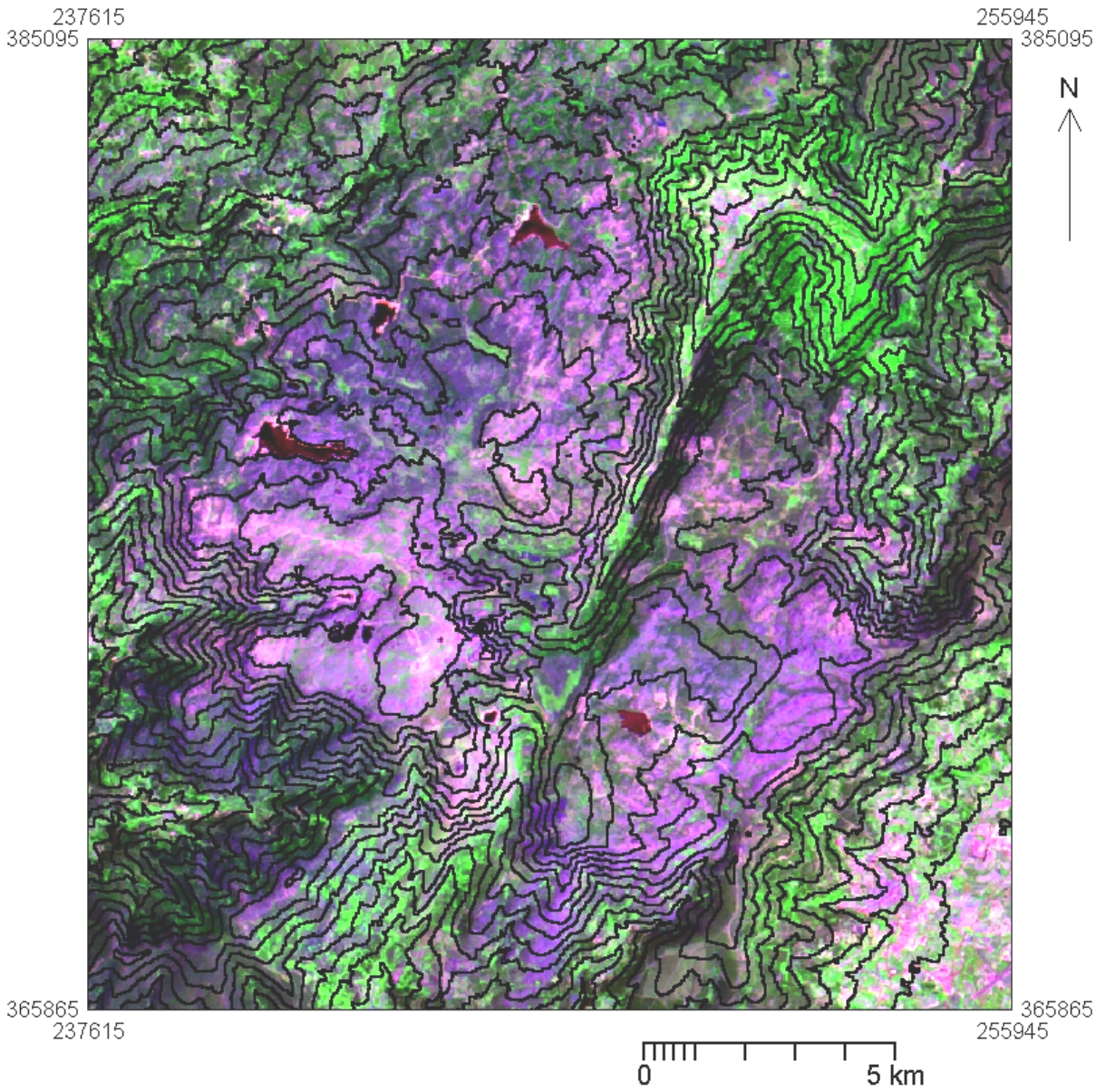


Figura 4.6 – *Colour composite* (RGB) da imagem de Landsat 5TM de 27 de Junho de 1998, elaborado com base nas bandas 2, 4 e 7.

A primeira componente tem uma elevada correlação com todas as bandas, à excepção da b4 (Quadro 4.2). Por outro lado, o eixo 2 tem relação essencialmente com o infravermelho próximo (b4). O factor 3 tem uma correlação negativa com as três primeiras bandas do visível. A partir destes três factores foi construída uma nova imagem *colour composite* que reflecte o essencial da variância das 6 bandas, depois de eliminada a informação redundante e supérflua (Endlicher, 1997; Lillesand *et al*., 2000). Esta imagem e a informação das três componentes vão ser utilizadas para a identificação de classes de uso do solo.

Quadro 4.2 – Matriz de correlação entre as bandas espectrais e os eixos da ACP.

	C1	C2	C3
b1	0,94	-0,1	-0,30
b2	0,94	-0,003	-0,27
b3	0,94	-0,10	-0,27
b4	0,32	-0,94	-0,02
b5	0,96	-0,002	0,24
b7	0,96	-0,18	0,10

Para a elaboração do mapa de uso do solo foram usadas as três componentes principais, tendo sido aplicados distintos métodos de classificação automática. As classificações obtidas foram avaliadas por comparação visual dos resultados com as ortofotografias digitais georeferenciadas de alta resolução[13], e usando também o conhecimento detalhado da área de estudo. Apesar de se terem ensaiado diversos tipos de classificação supervisada, o algoritmo que melhores resultados forneceu foi baseado numa classificação não-supervisada, em que os algoritmos agrupam *clusters*, por afinidades que não são facilmente interpretáveis (Fig. 4.7, Lillesand e Kiefer, 2000).

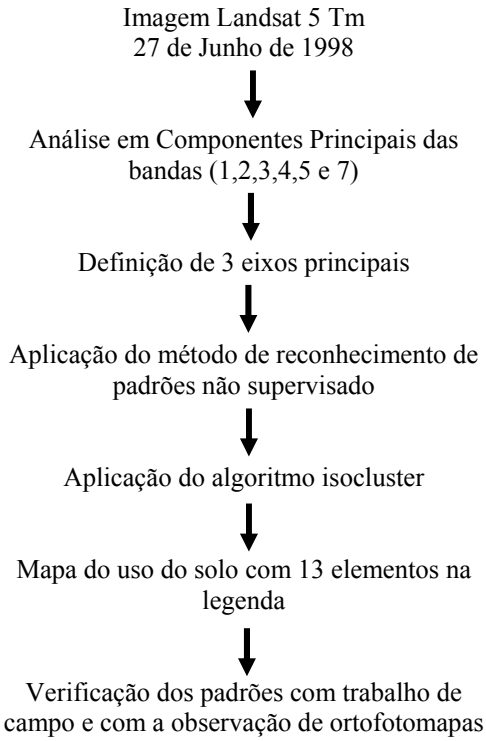


Figura 4.7 – Metodologia adoptada para a classificação do uso do solo a partir da imagem Landsat 5 TM.

[13] CNIG, voo de 1995, resolução espacial de 1 m.

A imagem foi classificada no *IDRISI*, com base no algoritmo *isocluster* e no critério de classificação da máxima verosimilhança, que considera as três componentes principais, bem como o valor do pixel da imagem compósita. O recurso à imagem compósita torna o processo de definição de *clusters* mais preciso (Eastman, 1996). O número de *clusters* foi escolhido, com base no método estatístico da máxima verosimilhança, no qual se estabelece o número de padrões de forma supervisada, com o objectivo de obter um elevado número de classes de alta homogeneidade interna, isto é, de forma a minimizar as diferenças entre os membros de um grupo e maximizar as distâncias entre os membros de diferentes grupos. Para auxiliar a escolha do número de padrões considerou-se o conhecimento do campo e as ortofotografias. Foram então definidos 13 tipos de uso do solo. Contudo, a primeira classificação gerou problemas na separação dos usos de solo sem cobertura vegetal, tendo ficado integrados numa mesma classe as áreas de rocha nua, areias e áreas urbanas. Estas áreas têm uma elevada ocorrência na paisagem da Serra da Estrela e por isso era importante individualiza-las. Para ultrapassar este problema, criou-se uma máscara em todas as outras classes, e efectuou-se nova classificação não-supervisada aplicando o mesmo algoritmo, mas apenas aos píxeis não classificados anteriormente. Foi assim possível distinguir as classes referidas, ficando por classificar um número de píxeis residual sem resposta espectral satisfatória para a classificação proposta, que identificámos na classe "outros".

Foram definidas as seguintes classes de uso do solo (Fig. 4.8 e Fig. 4.9):

- Florestas de Folhosas – Trata-se de uma classe que, está bem representada junto à povoação de Manteigas, em ambas as vertentes do vale do Zêzere. Encontra-se também disseminada por toda a área mas com pouca expressão (6,3%).

- Florestas de Coníferas – É a classe com vegetação de porte arbóreo com maior expressão na Serra e pode encontrar-se nos vales que entalham os planaltos principais (9,6%).

- Matos - Trata-se de um uso do solo que está bem representado na Serra como resultado do pastoreio e das queimadas (17,6%).

- Matos + Floresta – É uma classe que se pode encontrar nos planaltos e nos sectores superiores dos vales e, que inclui a escassa vegetação de porte arbóreo que existe nestas áreas mais elevadas da serra (6,6%).

- Matos + Afloramentos rochosos – Tratam-se de áreas com blocos, muitos deles morenicos e matos. É a classe que ocupa maior área na serra (30%).

- Prados – As áreas com prados estão disseminadas por toda a Serra, sendo nas áreas de maior altitude constituídos por cervunal. A par com os matos são a segunda classe melhor representada na Estrela (17,6%).

- Áreas agrícolas – No que diz respeito às áreas agrícolas, estas estão representadas em toda a Serra (1,9%). No entanto, nos sectores de maior altitude muitos campos agrícolas foram abandonados.

- Areias - As areias resultantes da meteorização do granito constituem uma classe que se observa predominantemente nos planaltos, onde a influência da erosão glaciária não se fez sentir (1,6%). No que diz respeito às áreas com areia que se podem observar a maior altitude, estas resultam de uma dinâmica erosiva actual.

- Rocha nua – Nas áreas de maior altitude dos planaltos e dos vales, em especial onde o declive é mais acentuado, encontram-se superfícies rochosas, que podem resultar da erosão dos solos e do manto de alteração (4%).

- Áreas urbanas – Trata-se de uma classe que inclui as superfícies construídas, das quais se destacam as povoações de Covilhã, Manteigas, Penhas da Saúde e Sabugueiro (1,7%).

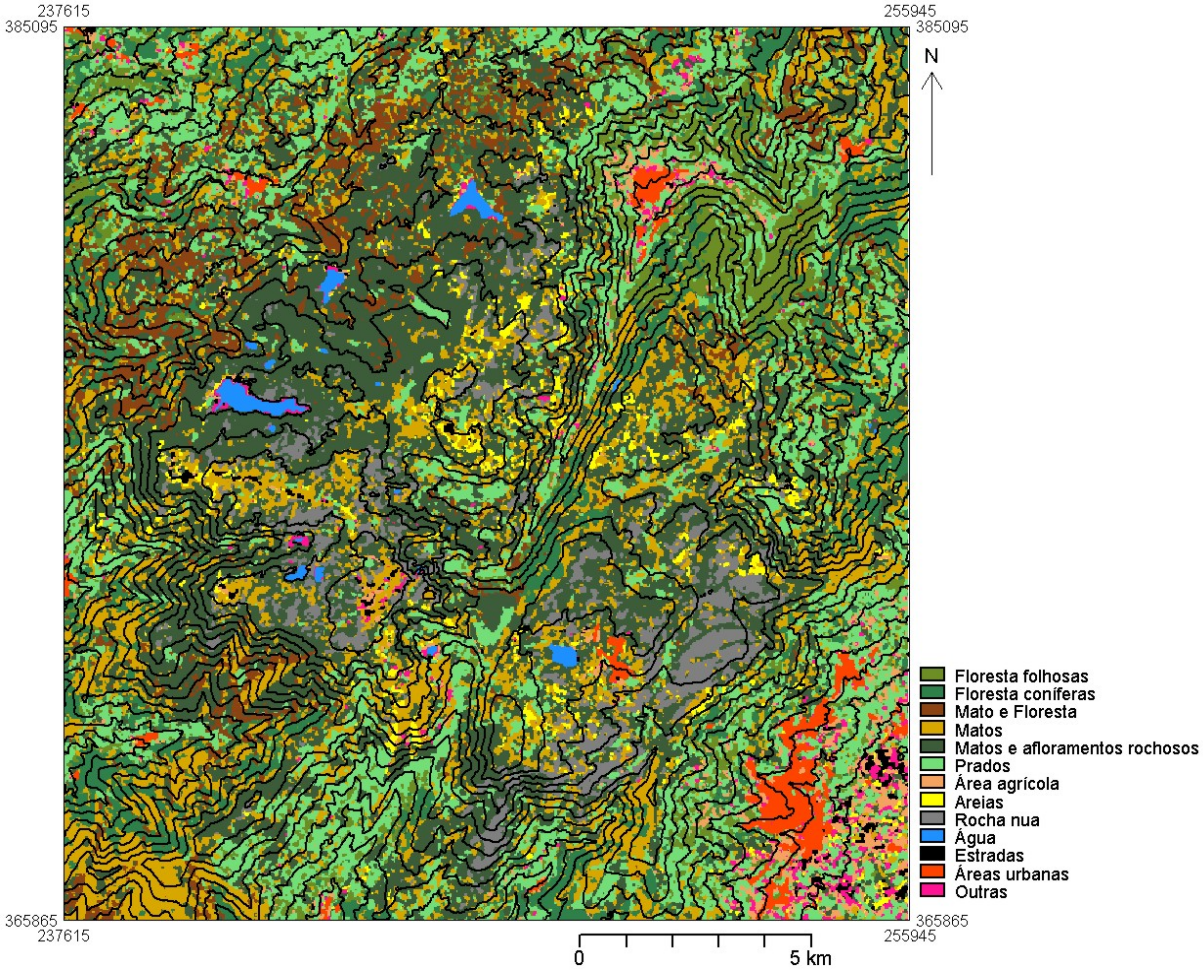


Figura 4.8 – Mapa de uso do solo na Serra da Estrela definido com base na classificação da imagem Landsat 5 TM de 27 de Junho de 1998.

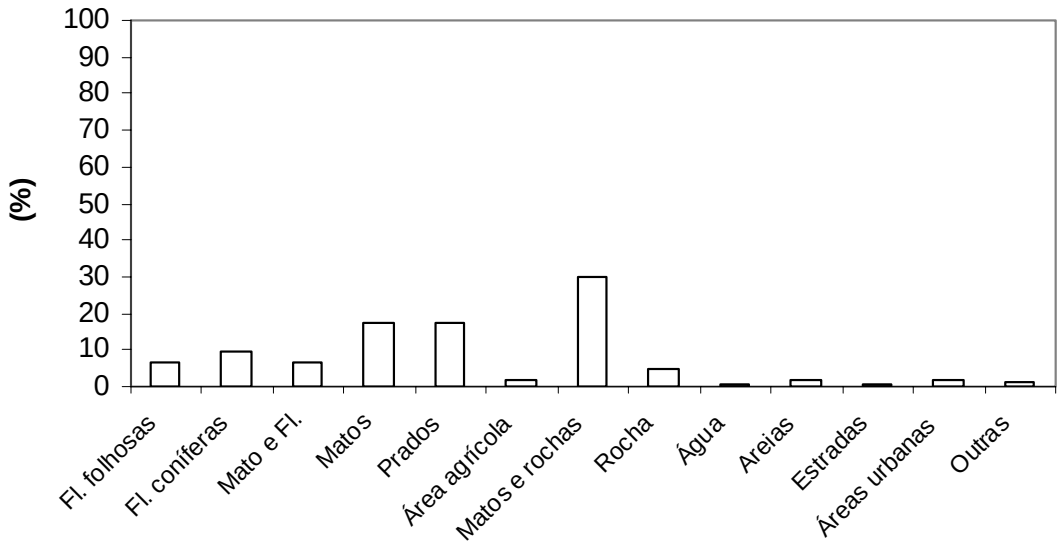


Figura 4.9 – Percentagem de pixeis ocupados por cada uma das classes de uso do solo.

- Estradas – Em áreas não construídas no planalto da Torre surge esta classe que é constituída pelas estradas (0,5%).

- Água – Barragens e represas de água (0,5%).

- Outros não-vegetados – É uma classe constituída pelos píxeis que não foi possível classificar (1%).

No que diz respeito à imagem de Fevereiro, na análise dos resultados das várias componentes do balanço radiativo vai destacar-se a área coberta por neve, que se pode observar na *color composite* (RGB) realizada com base na banda 5, 4 e 2 (Fig. 4.10). Nessa imagem a banda cinco ocupou a componente vermelha, a 4 a verde e a 2 a azul da RGB. Escolheram-se essas bandas para a RGB, porque na banda 5 a superfície rochosa reflecte a energia enquanto a neve absorve nesta banda infravermelha de onda curta. Na banda 4 a vegetação e a neve reflectem a energia. Na banda 2 a neve também reflecte energia, enquanto que a rocha e a vegetação a absorvem. Na imagem resultante é possível observar nitidamente a presença de neve que aparece a cião, a vermelho a rocha nua e a verde a vegetação. A água absorve todas as bandas e aparece a preto.

Salienta-se que, para definir a área com neve utilizou-se uma classificação do tipo *isocluster* não supervisada.

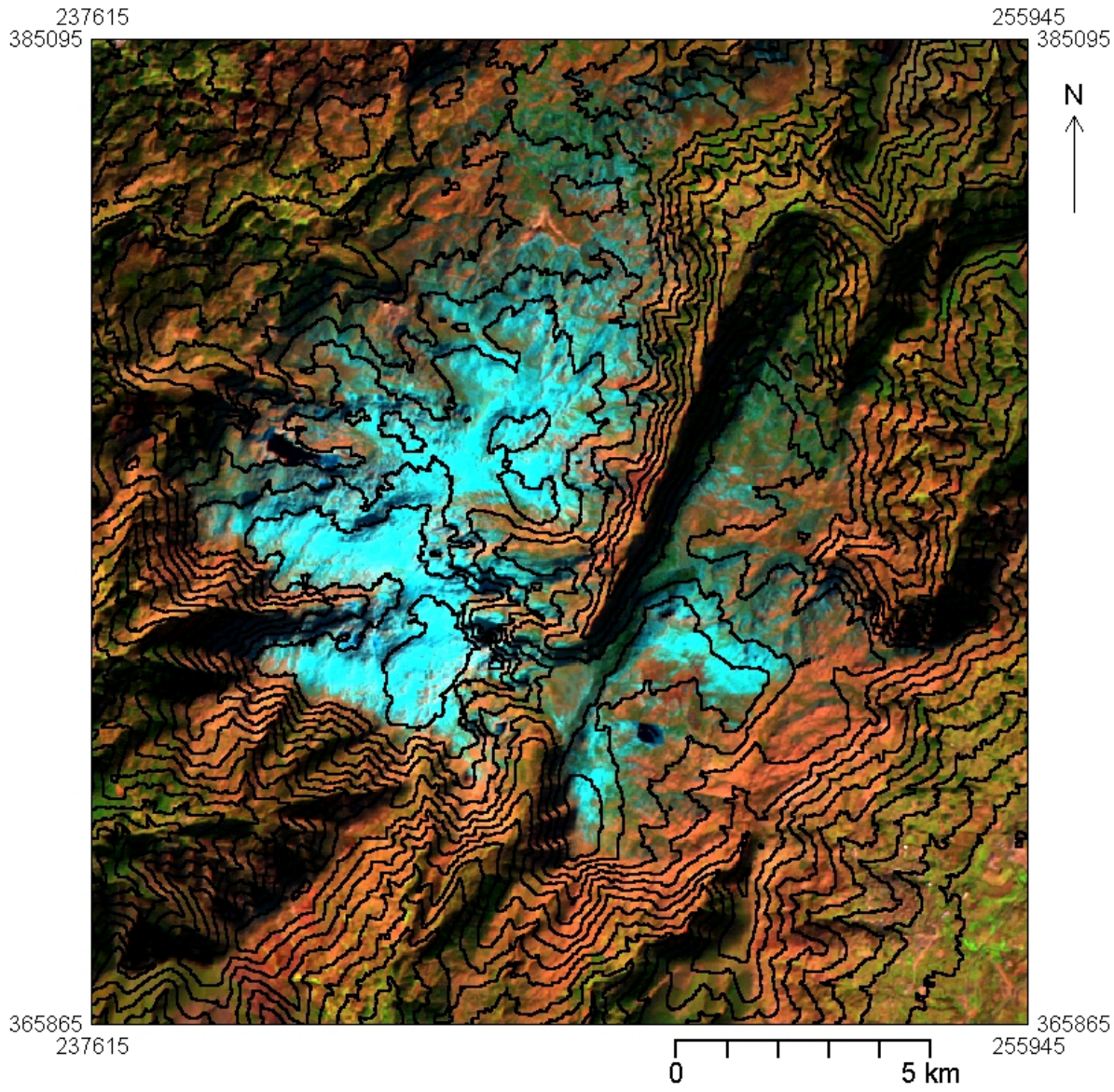


Figura 4.10- Imagem *colour composite* (RGB) da Serra da Estrela com as bandas 5, 4 e 2 da imagem Landsat 5 TM de 3 de Fevereiro de 1992.

Por fim, acrescenta-se que as classes de uso do solo vão ser utilizadas para estudar o comportamento das variáveis climáticas, como a temperatura da superfície e o albedo. O modelo vai ser também utilizado no capítulo 6 para a identificação de áreas com as mesmas características climo-topológicas. Acrescenta-se, no entanto, que a classificação do uso do solo tem sofrido alterações, resultado dos frequentes incêndios que ocorrem na Serra e que estão a modificar, fundamentalmente, as características do coberto vegetal.

4.3 O BALANÇO RADIATIVO E AS SUAS COMPONENTES

4.3.1. Introdução

O conhecimento do balanço radiativo das superfícies da Serra da Estrela é muito importante, porque fornece informação relativa à energia que as superfícies recebem e que pode depois ser utilizada nas trocas energéticas entre o solo, a vegetação e a atmosfera. É também interessante, porque com o seu cálculo, podemos conhecer a contribuição das várias componentes do balanço radiativo no total de energia recebida pelas superfícies. Salienta-se que os elementos do balanço radiativo têm papéis diferentes de dia e de noite. De dia as trocas de radiação solar são mais importantes do que as de radiação infravermelha e de noite só existe a ultima componente.

A energia solar que atinge a superfície da Terra depende da altura do Sol, do declive das superfícies e da exposição (ver capítulo 1). O ângulo que os raios solares fazem com a superfície vai determinar a intensidade de energia que chega às superfícies. A exposição pode favorecer a chegada de energia ou, no caso das vertentes expostas a Norte, ser responsável pelo défice de energia solar directa.

A radiação solar incidente é o motor de todo o sistema, mas parte da energia perde-se para atmosfera por reflexão. O albedo das superfícies vai determinar a energia que pode ser utilizada e, por exemplo, ser transformada em calor. Por exemplo, na imagem de Landsat de Inverno os planaltos estão cobertos de neve e mais de 40% da energia solar incidente perde-se para a atmosfera devido ao albedo da neve.

A radiação infravermelha emitida vai depender das características da superfície e da atmosfera, nomeadamente da temperatura do ar. Salienta-se que esta componente é muito importante durante a noite, uma vez que o balanço radiativo vai resultar só da radiação de grande comprimento de onda.

Como foi referido a trás, o cálculo do balanço radiativo foi realizado com base em imagens do satélite Landsat-5, registadas para as 9 horas e 30 minutos locais. O conhecimento do balanço radiativo pode ter várias aplicações mas, neste caso vai ser utilizado fundamentalmente para estudar a influência da altitude, do declive e da exposição, na distribuição espacial da energia recebida pelas superfícies.

Salienta-se que existem outras formas de calcular o balanço radiativo, e que servem também para validar as observações obtidas pelas imagens de satélite, como por exemplo o recurso a estações meteorológicas e a aparelhos de medição que, no entanto, não foi possível utilizar neste trabalho.

O cálculo do balanço radiativo a partir de imagens Landsat segue o modelo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithms for Land*) desenvolvido por Waters *et al.* (2002), e apoia-se ainda nos trabalhos de Markham e Barker (1986), Oke (1987) e Parlow (1996b, 1996c). Optou-se por aplicar esta metodologia porque não possuímos o dispendioso software, que poderia calcular automaticamente o balanço radiativo, sem ser necessário passar por todos o cálculos intermédios aqui apresentados. Apesar dessa lacuna, que teve reflexos na morosidade de realização dos cálculos, a aprendizagem da técnica permitiu aprofundar os conhecimentos dos passos necessários ao cálculo do balanço radiativo, bem como das dificuldades e das limitações desse cálculo.

O processo desenvolvido está descrito na figura 4.11, e o balanço radiativo é representado pela seguinte expressão (Oke, 1987 e Waters *et al.*, 2002):

$$R = (1 - \alpha)\, R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o)\, R_{L\downarrow}$$

Sendo R o balanço radiativo em Wm^{-2}, α o albedo, $R_{S\downarrow}$ a radiação incidente de pequeno comprimento de onda, $R_{L\downarrow}$ é a radiação incidente de grande comprimento de onda, $R_{L\uparrow}$ é a radiação de grande comprimento de onda emitida e ε_o é a emissividade.

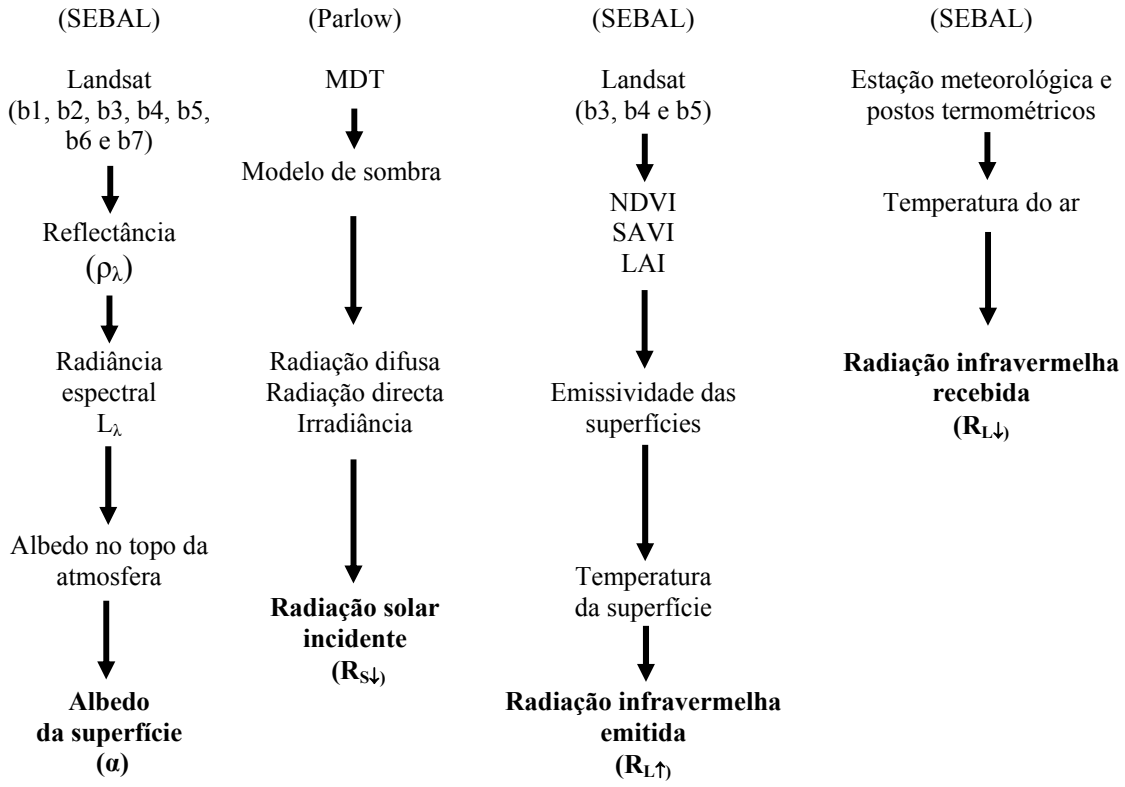


Figura 4.11.- Metodologia aplicada no cálculo do balanço radiativo a partir das imagens Landsat 5 TM.

4.3.2. O albedo

Para calcular o albedo da superfície (α) é necessário conhecer a radiância espectral, a reflectância e o albedo no topo da atmosfera em cada uma das bandas espectrais (Markham e Barker, 1986 e Waters *et al.*, 2002). A radiância espectral (L_λ) consiste na radiação medida no topo da atmosfera (*outgoing radiation*) em cada uma das bandas e é calculada separadamente para cada banda, usando a seguinte fórmula:

$$L_\lambda = [(LMAX - LMIN) / 255] \times DN + LMIN$$

em que L_λ é a radiância espectral ($W/m^2/sr/\mu m$), DN é o número digital da banda correspondente (varia entre 0 e 255), LMAX e LMIN são constantes de calibragem dos sensores do satélite, determinadas segundo a tabela de Markham e Barker (1986).

A reflectividade (ρ_λ) consiste na razão entre o fluxo de radiação reflectida e o fluxo de radiação incidente, medida no topo da atmosfera, calculando-se através da seguinte fórmula:

$$\rho_\lambda = (\pi \times L_\lambda) / (ESUN_\lambda \times \cos\theta \times d_r)$$

em que ρ_λ é a reflectividade, L_λ é a radiância espectral, $ESUNL_\lambda$ é a irradiância solar média da exoatmosfera para cada uma das bandas (Markham e Barker, 1986) e d_r é a distância relativa entre o Sol e a Terra.

Para resolver a equação anterior é necessário determinar o *cosθ*, que foi calculado segundo a equação apresentada por Oke (1987, p. 345) para áreas com topografia acidentada:

$$\cos\theta = \cos\beta' \cos Z + \sin\beta' \, \text{sen}Z \cos(\Omega - \Omega')$$

em que θ é o ângulo entre o ângulo de incidência dos raios solares e a normal à vertente, β é a altura do Sol, β' é o declive da vertente, Ω' é a exposição, $Z = 90 - \beta$, e Ω é o azimute solar.

Os valores de *cosθ* calculados para a Serra da Estrela para o momento de passagem do satélite no dia 27 de Junho variam entre 0,06 e 1, e as vertentes expostas a sueste são as que apresentam valores mais elevados, e próximos de 1 (Fig. 4.12). As vertentes declivosas expostas a Noroeste e Norte apresentam valores próximos de 0. Não ocorrem valores inferiores a 0, porque à hora de passagem do satélite o sol apresenta já uma altura de 54,3º, que não gera áreas de sombra no Modelo Digital de Terreno. Isto sucede, porque a resolução

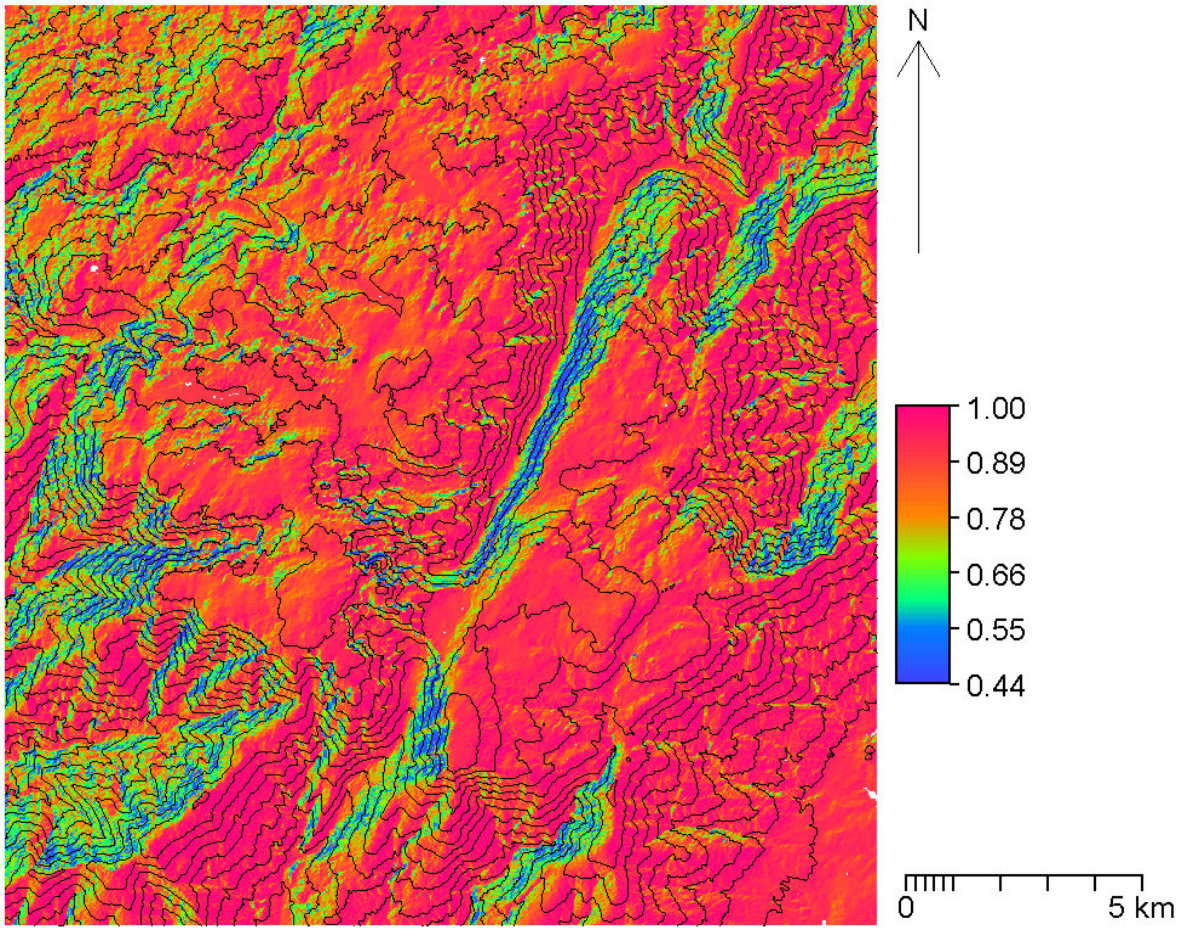


Figura 4.12- Distribuição dos valores de *cosθ* na Serra da Estrela para as 9h30 do dia 27 de Junho.

espacial de 30m contribui para a suavização das rupturas de declive e para uma simplificação do relevo.

No que diz respeito à imagem de 3 de Fevereiro de 1992, que também foi captada às 9h e 30 minutos locais. A altura do sol era de 23º. Como se trata de uma área de montanha, a baixa altura do Sol vai fazer com que muitas áreas estejam à sombra. O *cosθ* calculado, usando a mesma metodologia, reflecte essa situação uma vez que os valores negativos ocorrem nas áreas à sombra, por exemplo nos vales com exposição a Noroeste e a Norte (Fig. 4.13).

Finalmente, é necessário estimar a distância relativa entre o Sol e a Terra (dr), que obtém mediante a seguinte fórmula (Duffie e Beckman, 1980, citados por Waters *et al.*, 2002):

$$dr = 1 + 0{,}033 \cos [DOY \times (2\pi / 365)]$$

Em que DOY é o dia juliano.

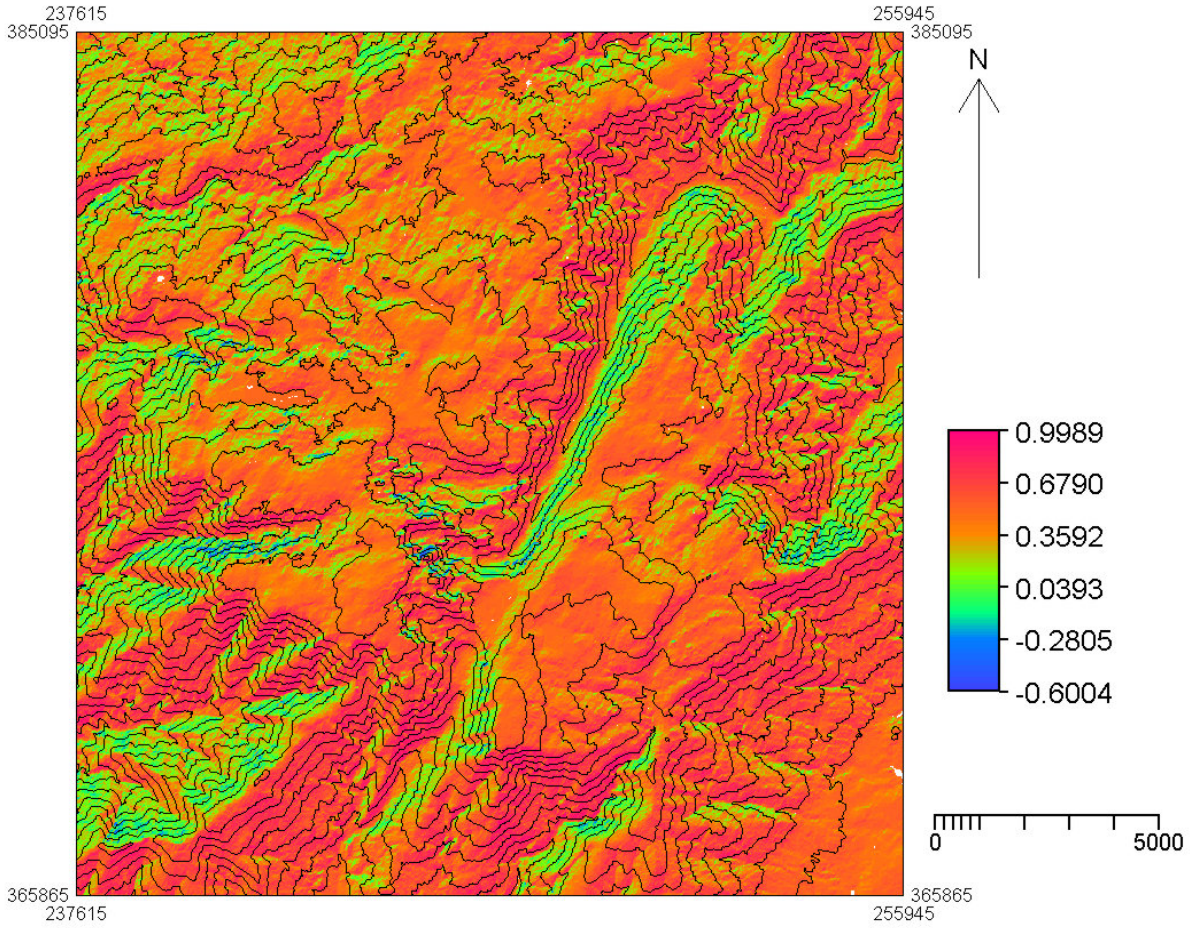


Figura 4.13 – *Cosθ* calculado para a Serra da Estrela para o dia 3 de Fevereiro de 1992.

O albedo total no limite superior da atmosfera ($\alpha_{toa)}$ resulta da soma do valor da reflectividade de cada banda ponderado por um coeficiente definido por Markham e Barker (1986):

$$\alpha_{toa} = \sum (w_\lambda \times \rho_\lambda)$$

sendo que ρ_λ é a reflectividade de cada banda, e w_λ é um coeficiente calculado para cada banda segundo Markham e Barker (1986).

A seguinte fórmula do modelo SEBAL permite calcular o albedo da superfície (Waters *et al.*, 2002):

$$\alpha = (\alpha_{toa} - \alpha_{path_radiance}) / \tau_{sw}^2$$

em que α_{toa} é o albedo no topo da atmosfera; $\alpha_{path_radiance}$ que consiste na parte de energia reflectida pela atmosfera e que é considerada como uma constante, tendo sido aplicado o valor

de 0,03 proposto por Bastiaanssen (2000), citado em (Waters *et al.*, 2002) e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica. Esta última variável é definida como a fracção da radiação incidente efectivamente transmitida pela atmosfera, e traduz o efeito de absorção e reflexão desta. Para o valor de transmissividade, considerou-se uma atmosfera sem nuvens, tendo-se aplicado na fórmula de cálculo seguinte, a constante de 0,75, como indicado no modelo SEBAL:

$$\tau_{sw} = 0{,}75 + 2 \times 10^{-5} \times Z$$

em que Z é a altitude em metros.

Como se pode observar nas figuras 4.14 e 4.15, no dia 27 de Junho de 1998 às 9h30min, o albedo da superfície na Serra da Estrela variava entre 2 e 30% (Fig. 4.16 e 4.17-B). A maioria da área, cerca de 90%, tem um albedo que varia entre 5 e 15% (Quadro 4.3). O mapa de uso do solo permite avaliar o comportamento o albedo de cada tipo de uso do solo (Fig. 4.14). As curvas de frequência de albedo para cada uso do solo (Fig. 4.14) sugerem a existência de 6 agrupamentos com características distintas. As superfícies de água constituem o grupo 1, com albedos médios de cerca de 3%. No grupo 2, encontram-se as áreas mistas de matos e floresta (*ca.* 6%) e as florestas de coníferas (*ca.* 6,5%). O grupo 3 inclui as áreas mistas de matos e afloramentos rochosos (*ca.* 8%), os matos e os prados (*ca.* 9%) e as florestas de folhosas (*ca.* 10%). Note-se bem a diferença entre os povoamentos de folhosas e de coníferas, e as suas implicações ao nível do clima ao nível do solo. O grupo 4 isola de modo claro as superfícies de rocha nua, constituídas por granito com densa cobertura de líquenes. O grupo 5 engloba aqueles usos de solo cuja assinatura espectral foi mais difícil de diferenciar (ver início do capítulo), como as areias e áreas agrícolas (*ca.* 12%) e as áreas urbanas e outros usos do solo (*ca.* 12,5%). Finalmente, as estradas de terra batida, e mesmo algumas estradas de alcatrão dos planaltos marginadas por superfícies arenosas de cor clara, apresentam os valores de albedo mais elevados (*ca.* 16%). Estes valores estão de acordo com os valores médios para diferentes superfícies apresentados por Oke (1987).

No que diz respeito à imagem de Fevereiro, o cálculo do albedo foi complexo, e apresenta problemas, nomeadamente nas áreas à sombra (Fig. 4.15). Seguindo a metodologia proposta por SEBAL, as áreas à sombra têm valores de albedo próximos de zero e existem alguns píxeis, quando o $cos\theta$ é 0, isto é quando os raios solares são tangentes à superfície, em que não é possível determinar o albedo. Para tentar resolver o problema, o albedo foi calculado por Stephan Gruber do Departamento de Geografia da Universidade de Zurique, com o

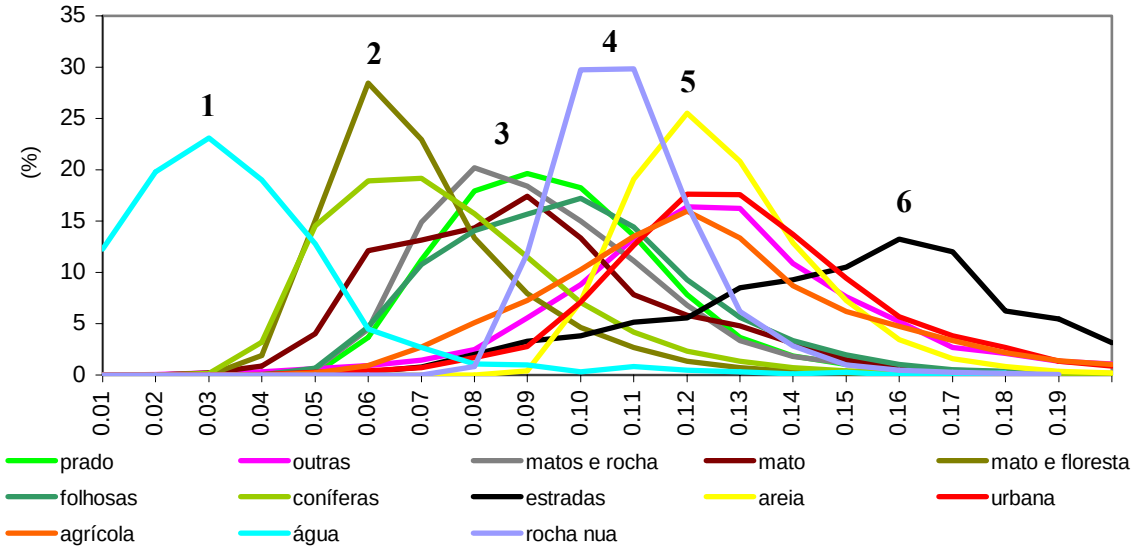


Figura 4.14 – Valores de albedo por classe de uso do solo na Serra da Estrela (27 de Junho de 1998). Os números indicam grupos com semelhantes valores de albedo.

software ATCOR3. No entanto, surgiram os mesmos problemas com as área à sombra e em alguns outros píxeis com o albedo da neve. Como forma de obter um modelo com maior precisão para o cálculo do albedo, seriam necessárias medições no terreno em vários tipos de superfícies.

Apesar dos constrangimentos, apresenta-se o modelo do albedo calculado, sabendo das limitações das áreas à sombra, que teriam que ser verificadas no campo.

Então, no modelo classificado do albedo, os valores variam entre 0,05 e 90% (Quadro 4.3). A maior parte da área, cerca de 70% dos píxeis, têm um albedo inferior a 20% (Fig. 4.15 e 4.17-A). Entre 1400m e 1550m, observa-se um albedo que pode ir até 30%. Acima dos 1550m a área estava coberta de neve registando-se um albedo superior a 40 %, uma vez que a neve não é fresca. Os valores mais elevados foram registados no Alto da Torre onde a

Quadro 4.3. Percentagem de área em cada classe de albedo.

Albedo	Área (%)	
	Fevereiro	Junho
>0,4	5,9	0,02
0,3 – 0,4	4,1	0,07
0,2 – 0,3	13,3	0,7
0,15 – 0,2	25,0	3,7
0,1 – 0,15	21,8	31,3
0,05 – 0,1	21,5	60,3
<0,05	0,2	3,8

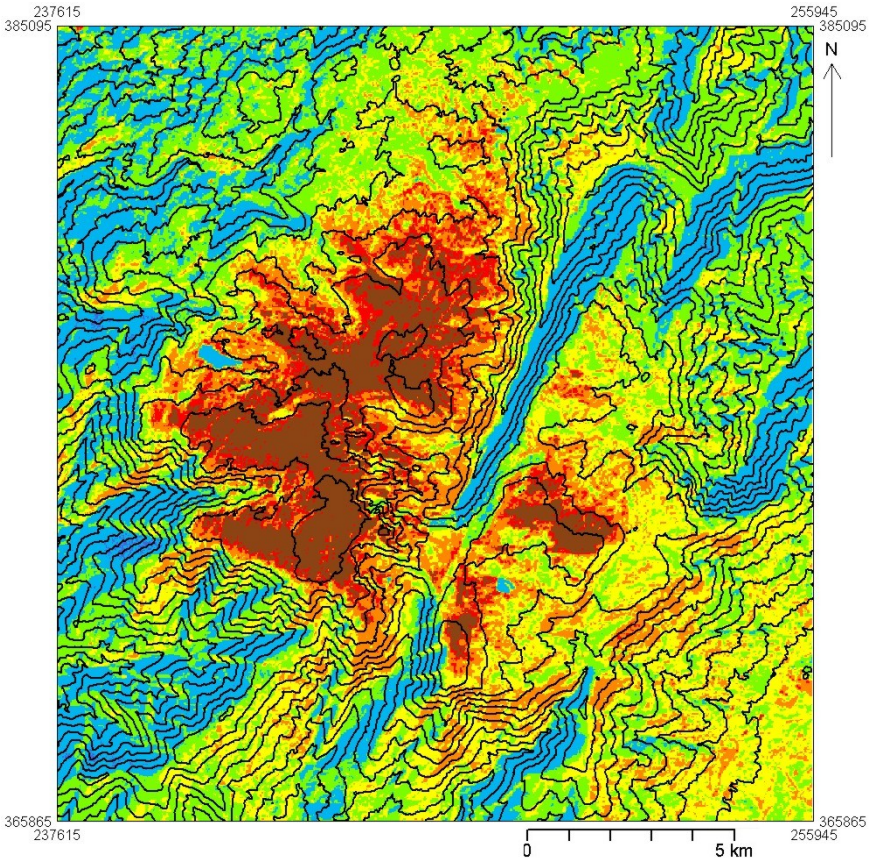


Figura 4.15 – Albedo calculado para a Serra da Estrela às 9h30min do dia 3 de Fevereiro de 1992.

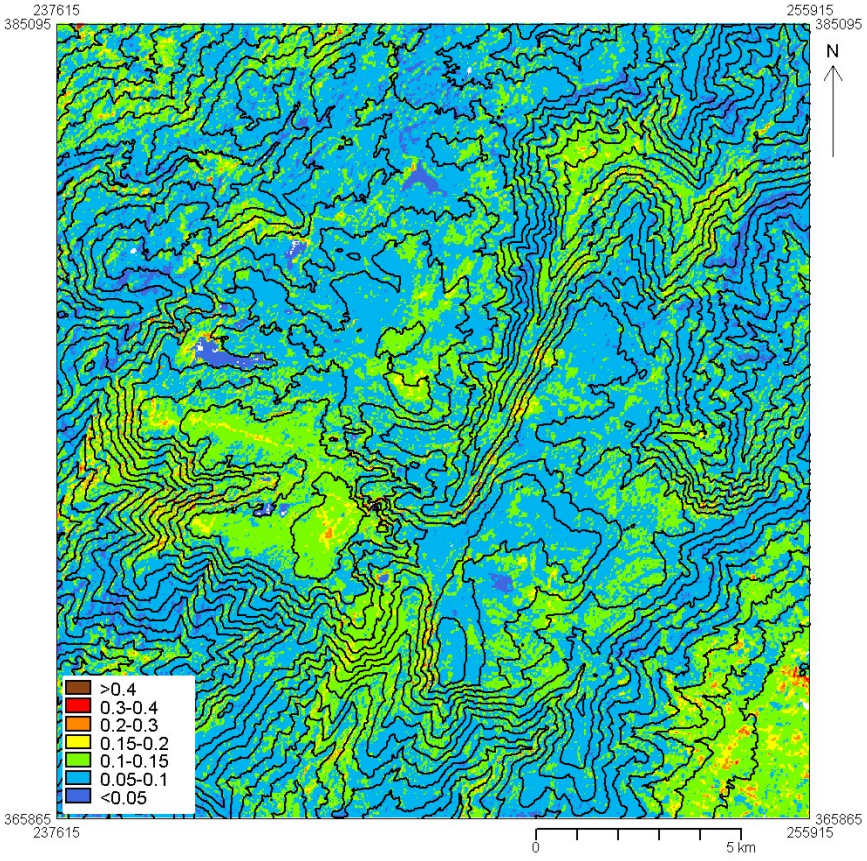


Figura 4.16 – Albedo calculado para a Serra da Estrela às 9h30min do dia 27 de Junho de 1998.

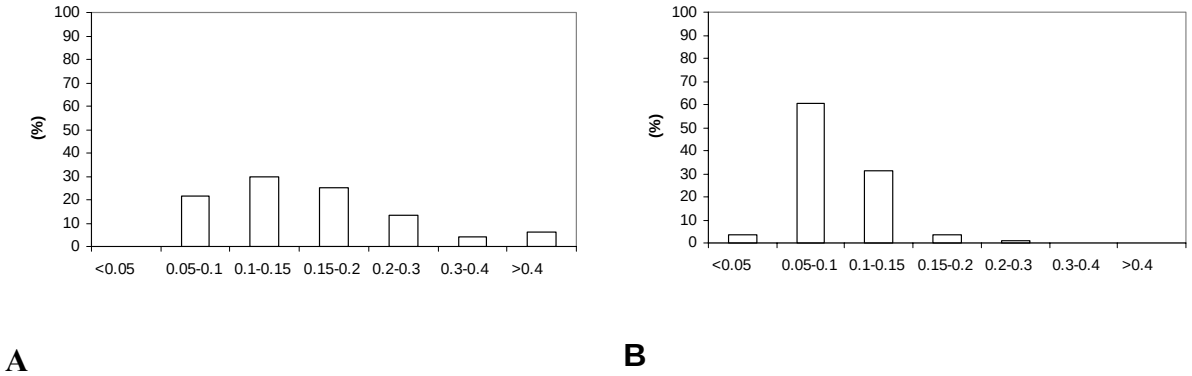


Figura 4.17 – Percentagem de píxeis em cada classe de albedo. A- modelo Fevereiro e B-modelo Junho.

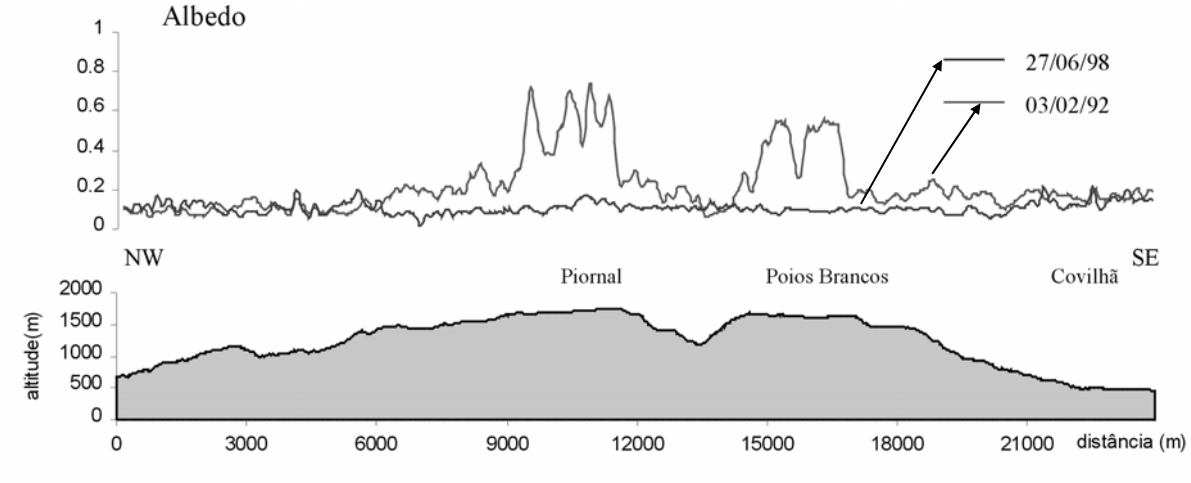


Figura 4.18 - Variação do albedo ao longo do perfil topográfico Piornal - Covilhã, com orientação NW-SE, para 3/2/92 e 27/06/98.

espessura da neve é maior e é mais recente, podendo alguns píxeis chegar a 90% de energia de pequena onda reflectida. No planalto das Penhas da Saúde existe uma menor cobertura de neve, uma vez que se encontra a menor altitude, e a neve acumulou-se nas vertentes expostas a Norte, por exemplo no Curral do Vento.

Se compararmos, ao longo de um perfil que passa pelos planaltos, o albedo nas duas datas, os padrões encontrados diferem muito, devido fundamentalmente à presença de neve (Fig.4.18). Na imagem de Verão, os píxeis têm albedo máximo de 30%, estando as diferenças observadas essencialmente relacionadas com o uso do solo. Na imagem de Inverno, o albedo pode atingir 60% no planalto, na área do Piornal, onde a altitude superior será responsável por uma camada de neve mais espessa e recente. Sendo de salientar que existem picos com albedo

superior, cujos valores podem resultar de duas situações: acumulação de neve em pequenas depressões, ou a maior espessura de neve nas superfícies exposta a Norte que recebem, por isso, menores quantitativos de radiação solar directa. Nesta imagem, deve-se salientar ainda que existem problemas de cálculo dos valores de albedo nas áreas à sombra, apresentando estas valores de 0. Nas áreas sem neve, o albedo depende do uso do solo, por isso, os valores são muito próximos dos verificados no Verão. Salienta-se que as pequenas diferenças, entre as imagens, estão relacionadas com os estádios fenológicas das diversas espécies no Verão e no Inverno.

4.3.3. A radiação de pequeno comprimento de onda incidente

A radiação solar potencial incidente ($R_S\downarrow$) foi calculada seguindo o método proposto por Parlow (1996b) para áreas de montanha. Este método tem a vantagem de distinguir a radiação directa e a difusa, sendo esta última fundamental no cálculo da radiação incidente nas áreas à sombra.

Na imagem de Junho não foi necessário incluir o efeito de sombra no cálculo da radiação incidente uma vez que, como referido acima, com a dimensão de 30 m do pixel do MDT, não se registam áreas à sombra à hora de passagem do satélite. Isto não significa que elas não existissem na realidade, mas sim que as eventuais áreas à sombra seriam muito restritas.

A fórmula proposta por Parlow (1996b) para o cálculo da radiação directa (Rdir) considera os seguintes elementos:

$$Rdir = cs \times \cos\theta \times sombra \times trmdir$$

em que Rdir é a radiação directa em Wm^{-2}; cs é a constante solar; a sombra tem o valor 0 se o pixel estiver à sombra, e 1 se estiver ao Sol; enquanto trmdir é um coeficiente que depende da altitude e calcula-se da seguinte forma:

$$trmdir = a_0 + a_1 . e^{(-k / as)}$$

Sendo $a_0 = 0{,}2538 - 0{,}0063 \times (6{,}0 - altitude)^2$, $a_1 = 0{,}678 - 0{,}0010 \times (6{,}5 - altitude)^2$, $k = 0{,}2490 - 0{,}0081 \times (2{,}5 - altitude)^2$ e $as = \cos(90 - \theta)$.

Para o cálculo da radiação difusa potencial, Parlow (1996b) considera a seguinte fórmula:

$$Rdif = cs \times sen\theta \times semi \times trmdif$$

em que cs é a constante solar; o *senθ* é seno do ângulo que os raios solares fazem com uma normal à superfície; o semi= 1 – declive / 180 e traduz a diminuição da radiação difusa nas áreas mais elevadas da esfera celeste.

$$trmdif = 0{,}27 - 0{,}2939 \times trmdir$$

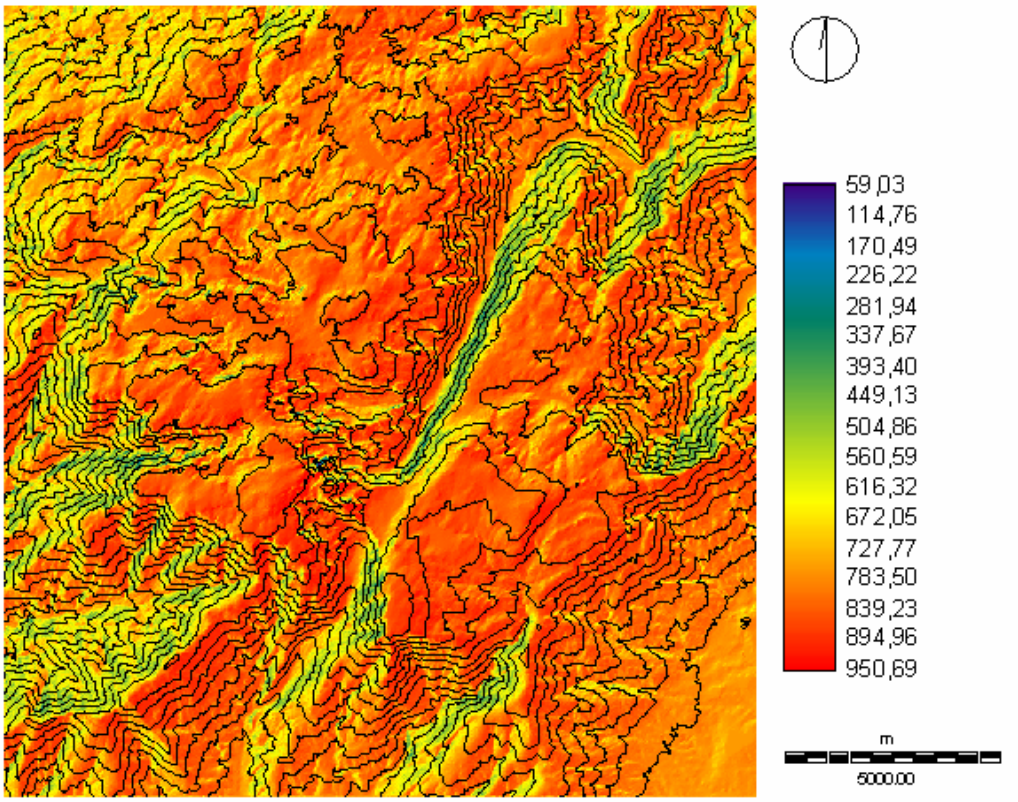
A figura 4.19-A representa os valores de radiação solar directa potencial na Serra da Estrela às 9h30 do dia 27 de Junho, que se traduzem numa grande amplitude de valores, que variam entre 59 e 950 Wm^{-2}. As áreas que recebem mais radiação solar directa são as planas e as vertentes com uma exposição de Este, Sueste e Sul. As vertentes com exposição a Oeste, Noroeste e Norte são aquelas que recebem menos radiação. Os valores mais baixos ocorrem nas vertentes muito declivosas expostas a Norte, como acontece nos cântaros Gordo e Magro. Nessas vertentes, à hora a que foi registada a imagem de satélite, os raios solares são quase tangentes à superfície, aspecto que é traduzido em valores muito baixos de *cosθ*.

O modelo usado reflecte a redução da radiação difusa com a altitude devido à diminuição da densidade do ar e ao aumento da transparência da atmosfera, que traduzem uma diminuição das partículas na atmosfera (Barry, 1992). Para além do efeito da altitude, observa-se que os valores mais baixos de radiação difusa ocorrem nos sectores das vertentes com maior declive, isto porque há redução da exposição ao hemisfério celeste (Fig. 4.19-B).

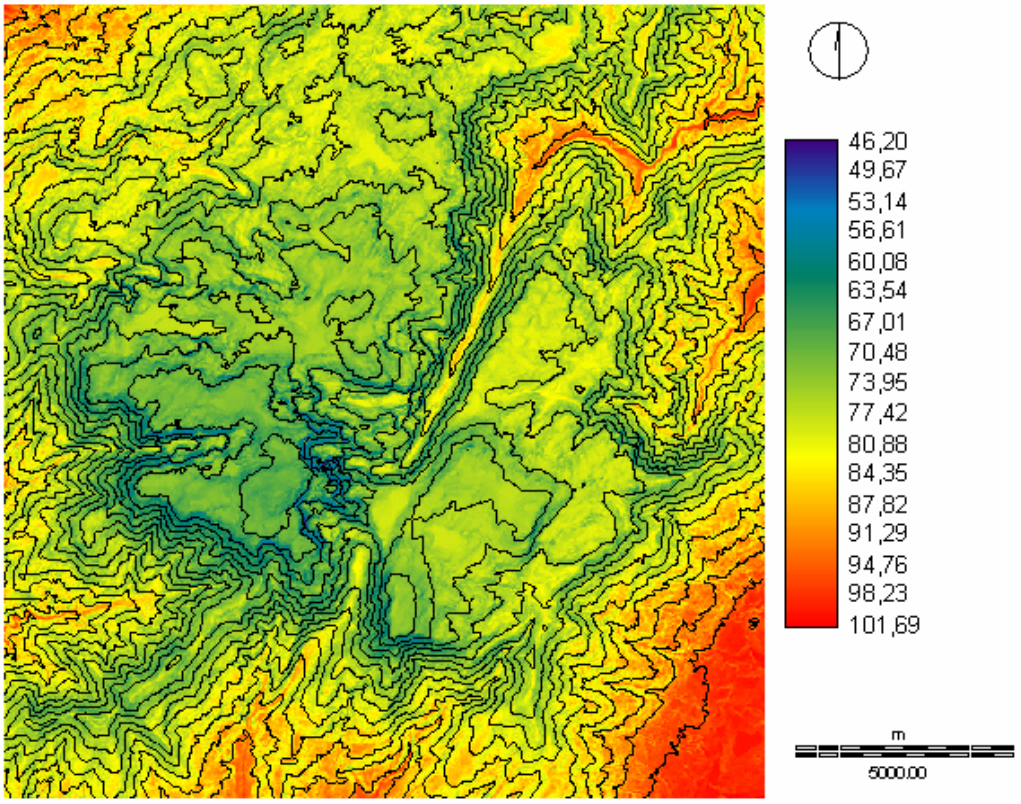
A radiação solar potencial incidente obtém-se a partir da soma das componentes directa e difusa (Fig. 4.20):

$$R_{S\downarrow} = Rdif + Rdir$$

Segundo Parlow (1996c e 2003 e Scherer e Parlow 1996), de uma forma geral os valores de radiação solar incidente que se obtêm nas imagens Landsat 5TM variam entre os 200 e 1000 Wm^{-2}. Os valores da imagem estudada situam-se próximo desses limites, e na maior parte da área, a radiação solar directa é superior a 900Wm^{-2}, atingindo o valor máximo de 1013 Wm^{-2}. As áreas com os valores mais elevados são os interfluvios e as vertentes expostas a Este, a Sueste e a Sul, situação normal para as latitudes médias do Hemisfério Norte. As



A – Radiação Directa



B - Radiação difusa

Figura 4.19 - Radiação solar potencial incidente na Serra da Estrela às 9h30min de 27 de Junho 1998 (em Wm^{-2}).

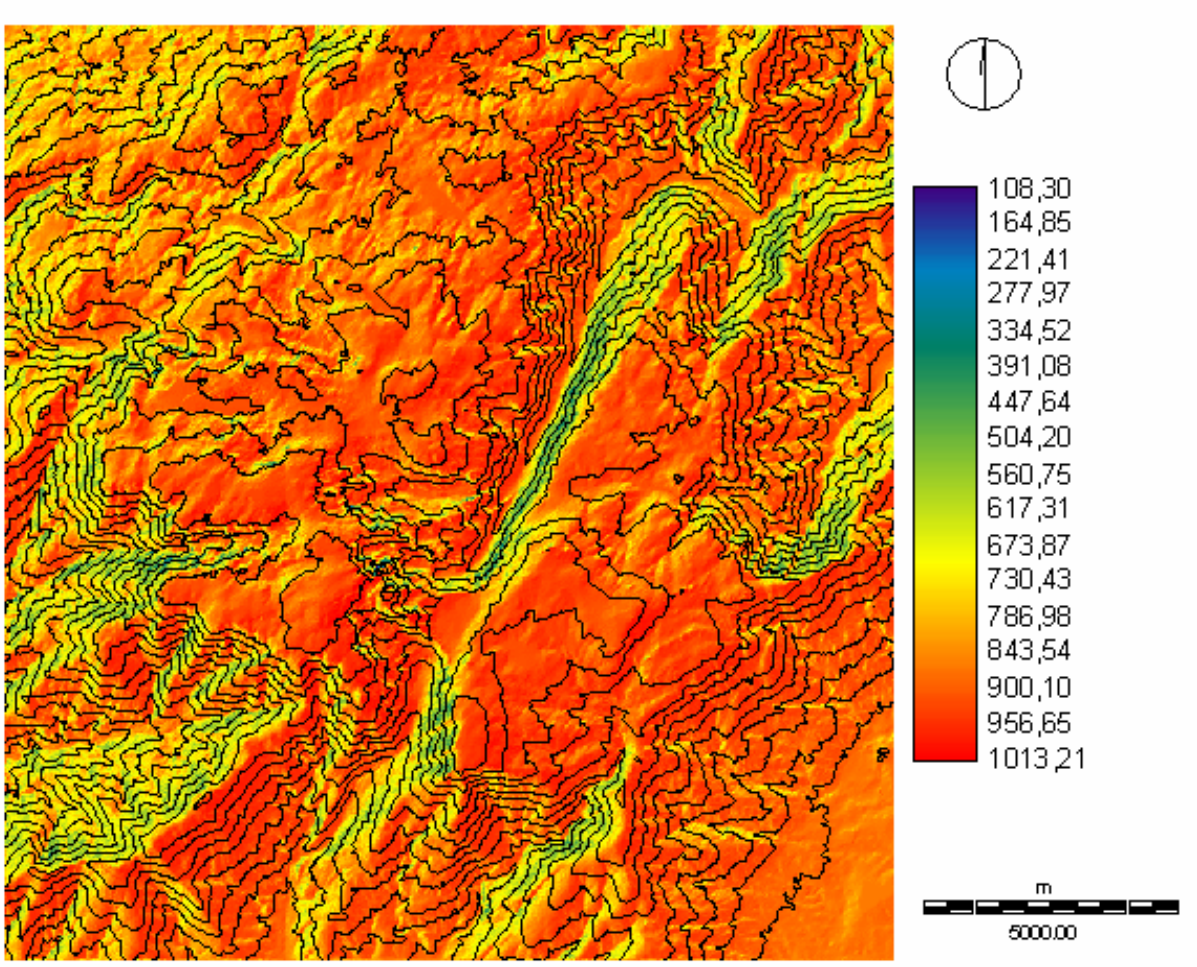


Figura 4.20 - Radiação solar potencial incidente na Serra da Estrela às 9h30 de 27 de Junho (em Wm^{-2}).

vertentes expostas a Oeste, a Noroeste e a Norte apresentam os valores mais baixos na radiação solar directa, e em algumas vertentes muito declivosas expostas a Norte, como acontece no caso da vertente norte do Cântaro Gordo, os valores registados rondam os 200 Wm^{-2}. A imagem de 3 de Fevereiro de 1992, também foi captada às 9h30min locais, e a altura do Sol era de 23º. Como se trata de uma área de montanha, a baixa altura do Sol vai fazer com que muitas áreas estejam à sombra. O efeito de sombra vai ter, então, um peso significativo na radiação solar recebida pela superfície. É por isso fundamental estudar as áreas potencialmente à sombra, quando se pretende calcular a radiação solar incidente. Para este cálculo, para além de ser necessário conhecer as áreas à sombra, é preciso determinar a radiação solar directa e radiação difusa, sendo esta última, a única que ilumina as áreas à sombra.

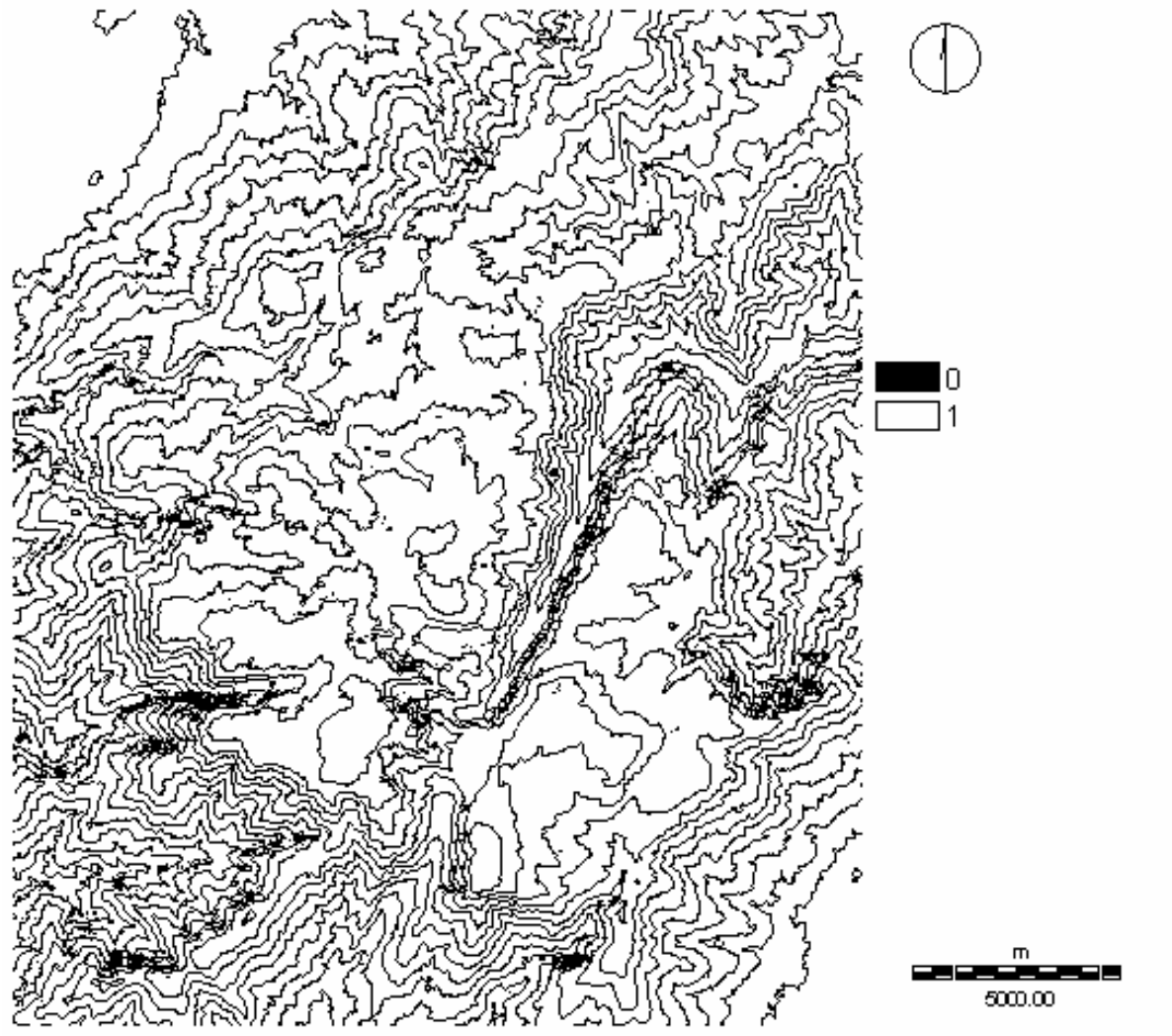


Figura 4.21- Auto-ocultamento calculado para a Serra da Estrela a 3 de Fevereiro de 1992 às 9h e 30 minutos (as áreas à sombra estão representadas por 0).

O cálculo do efeito de sombra foi realizado com base em Vieira (2000), que aplica uma metodologia usando o SIG ILWIS 2.1., que permite calcular as áreas potencialmente à sombra e ao Sol, a partir do Modelo Digital de Terreno (DTM). O DTM construído tem um pixel de 30m e foi feito a partir do mapa topográfico na escala de 1:25 000, com uma equidistância das curvas de nível de 10m. O cálculo do efeito de sombra a partir do DTM implica a construção de um modelo de auto-ocultamento e do ocultamento, ou de sombra propriamente dita. O auto-ocultamento acontece quando "o vector normal ao declive do pixel faz um ângulo superior a 90º com o vector solar" (Felicísimo, 1994, p.178). O ocultamento pelo relevo consiste na sombra do pixel em análise causada pelos píxeis circundantes (Vieira, 2000).

O cálculo do auto-ocultamento faz-se a partir do $cos\theta$, segundo a fórmula já apresentada no início do ponto anterior.

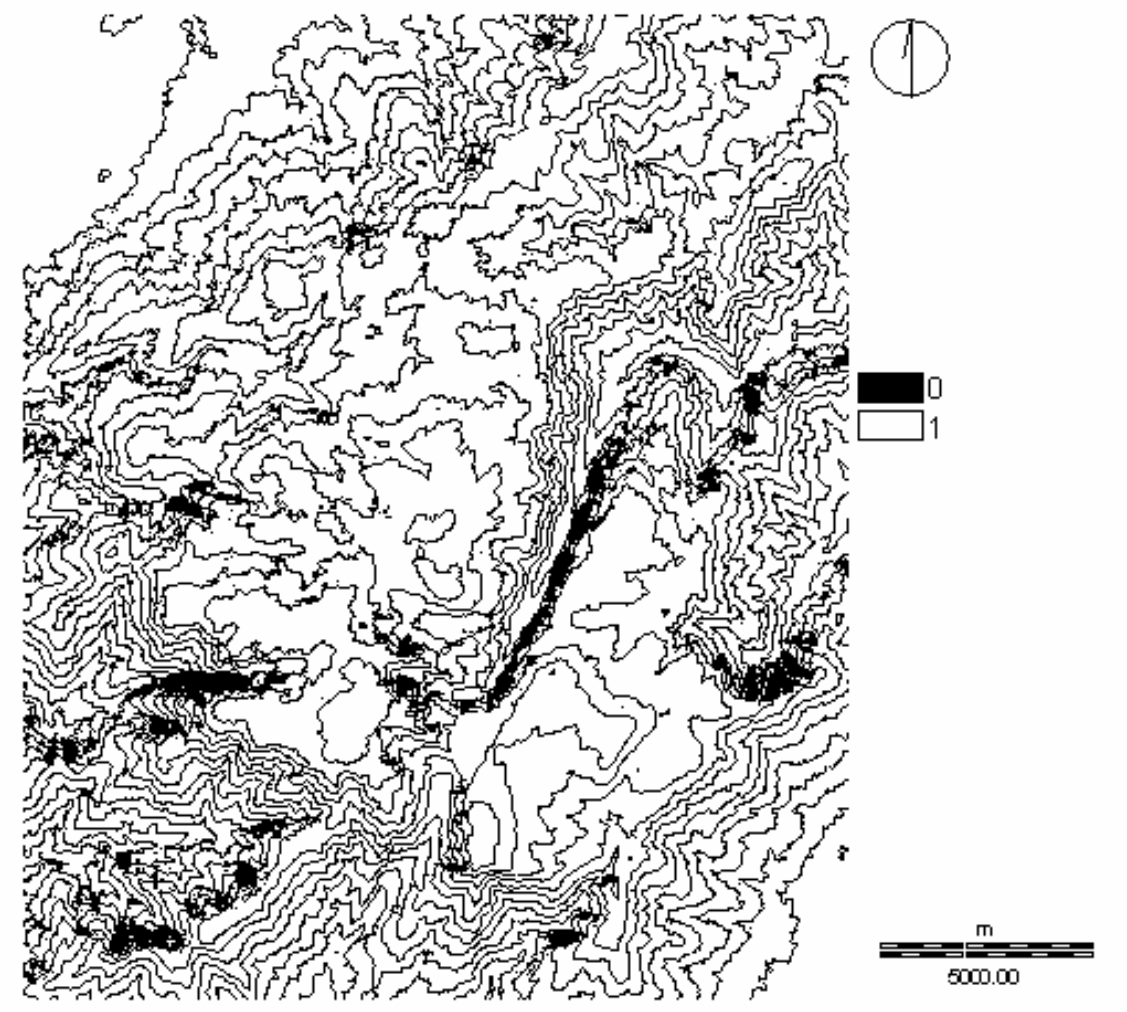


Figura 4.22 - Ocultamento pelo relevo na Serra da Estrela (sombra) calculado para 3 de Fevereiro de 1992 às 9h e 30 minutos (as áreas à sombra estão representadas por 0).

No modelo de auto-ocultamento (Fig. 4.21) podemos observar valores de 0 para a áreas com sombra e 1 para as áreas que recebem radiação solar directa.

Em relação ao ocultamento pelo relevo no modelo, também, as áreas à sombra têm valor de 0 e as que recebem radiação directa 1 (Fig. 4.22). Salienta-se que o mapa de ocultamento tem mais píxeis à sombra do que o de auto-ocultamento, facto que resulta da sombra que as vertentes fazem quando os raios solares estão baixos.

O mapa de sombra total obtém-se a partir da junção do modelo de auto-ocultamento e de ocultamento (Fig. 4.23).

Depois de calculado o modelo de sombra total, usou-se a metodologia *SWIM* descrita por Parlow (1996b), no qual a irradiância é calculada tendo em consideração a topografia, a espessura da atmosfera e as modificações altitudinais na radiação directa (processo que foi descrito para a imagem de Junho).

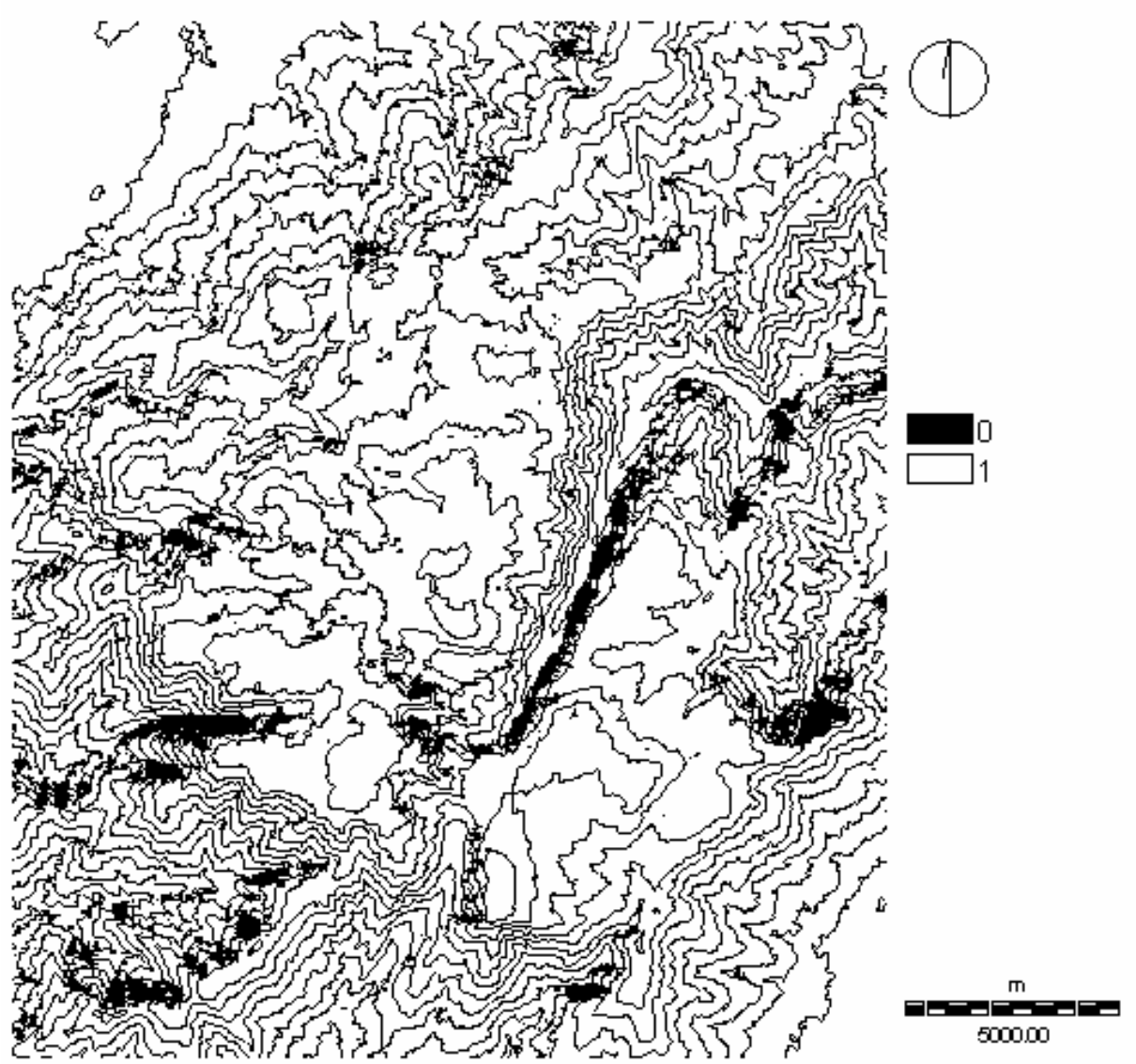
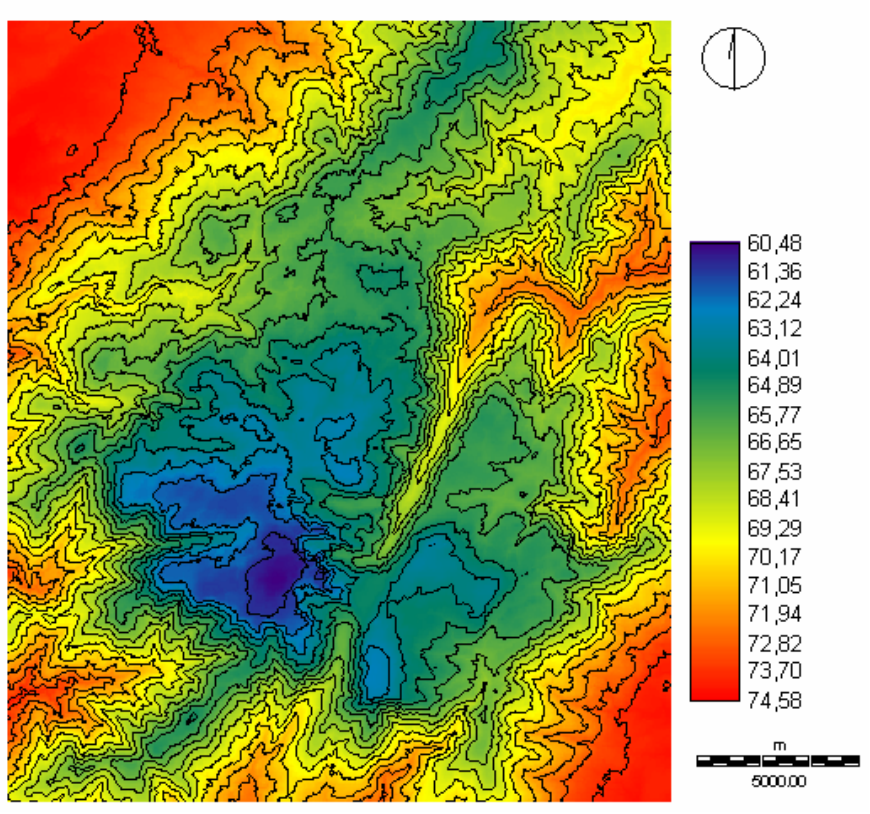
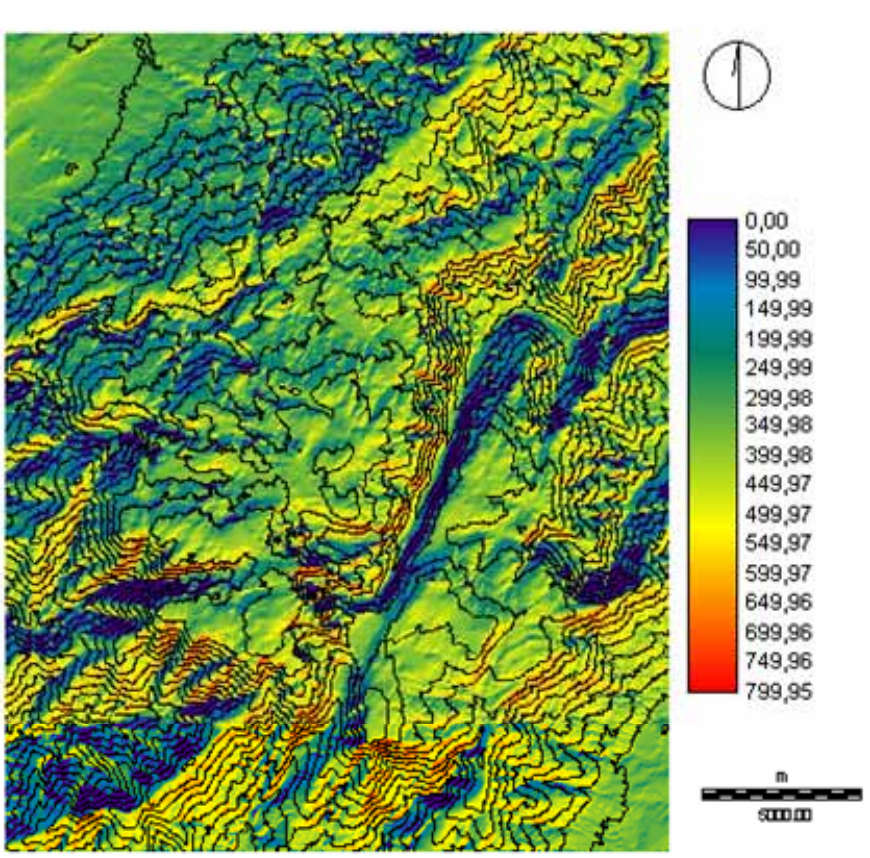


Figura 4.23 – Modelo de sombra total na Serra da Estrela (auto-ocultamento + ocultamento) calculado para 3 de Fevereiro de 1992 às 9h e 30 minutos.

Foram então calculados os modelos da radiação de pequeno comprimento de onda difusa e directa (Fig. 4.24). No modelo calculado, a radiação difusa varia em função da altitude, com os valores mínimos de 60 no Alto da Torre, e 74 Wm^{-2} nos fundos de vale a menor altitude (Fig. 4.24-B). No que diz respeito à radiação solar directa, esta varia entre 0 e 800 Wm^{-2} (Fig. 4.24-A). As áreas planas recebem cerca de 300Wm^{-2} e as vertentes com exposição de Oeste a Norte recebem menos de 200Wm^{-2}. São as vertentes com exposição a Este e a Sul que recebem mais radiação, sendo superior a 400 Wm^{-2}. As vertentes expostas a Norte com declive superior a 25º não recebem radiação solar directa e que as vertentes exposta a Sul são as que têm uma posição mais favorável, o que está de acordo com o apontado por Oke (1987, p.174) para esta latitude.



A



B

Figura 4.24 -Radiação solar incidente na Serra da Estrela a 3 de Fevereiro de 1992 às 9h e 30 minutos (medida em Wm^{-2}). A - radiação directa e B - radiação difusa.

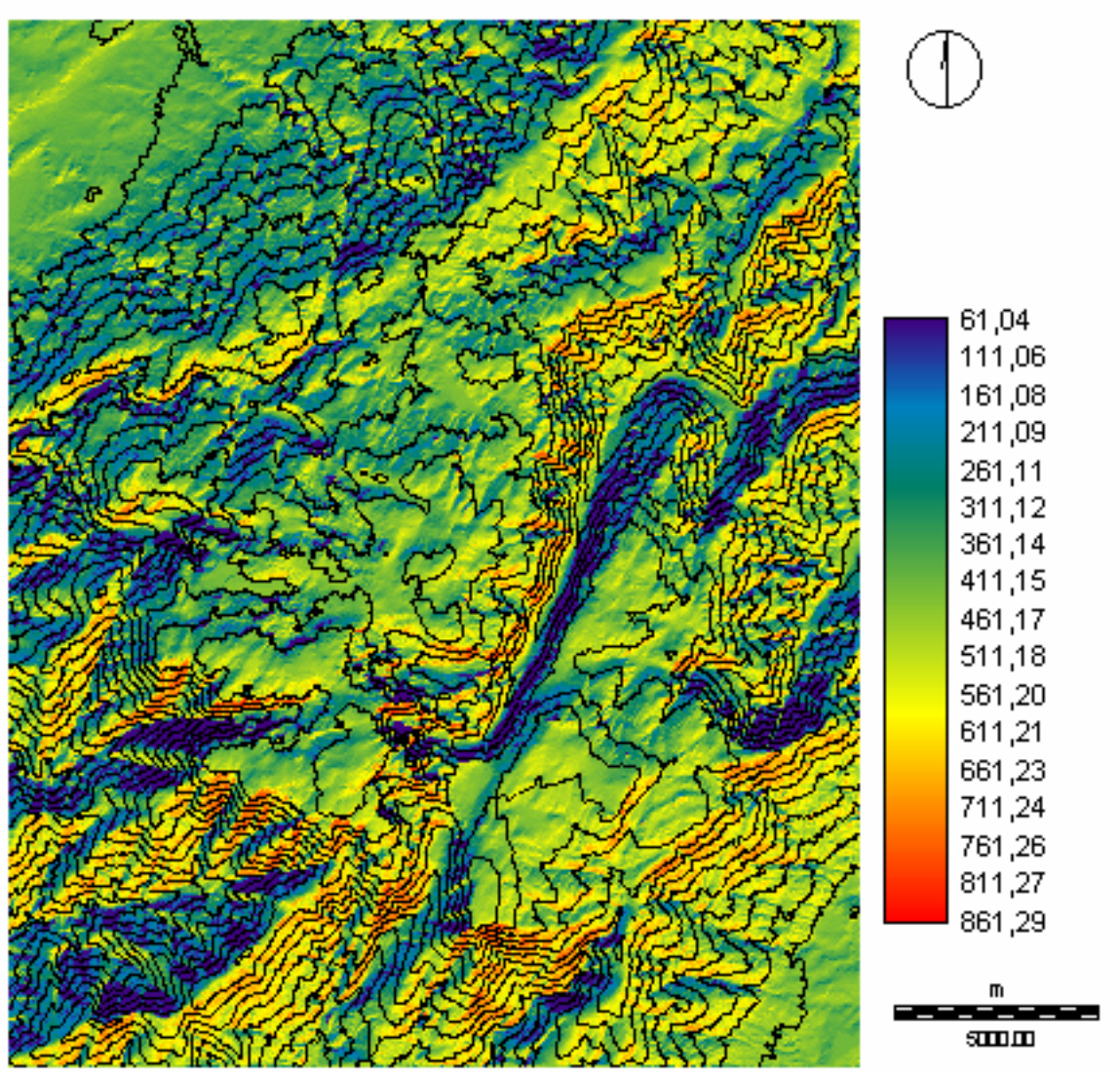
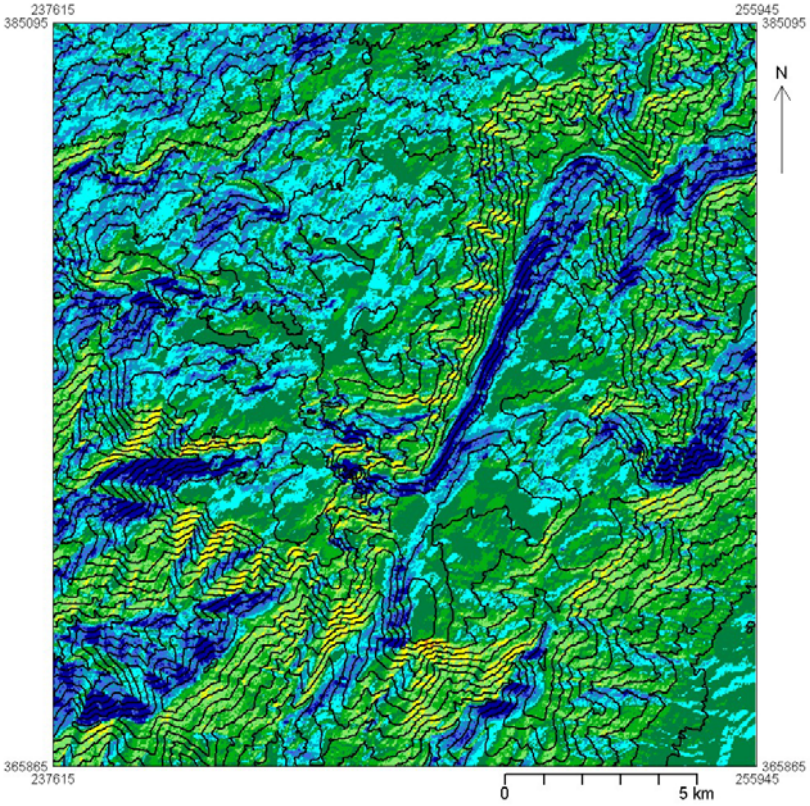


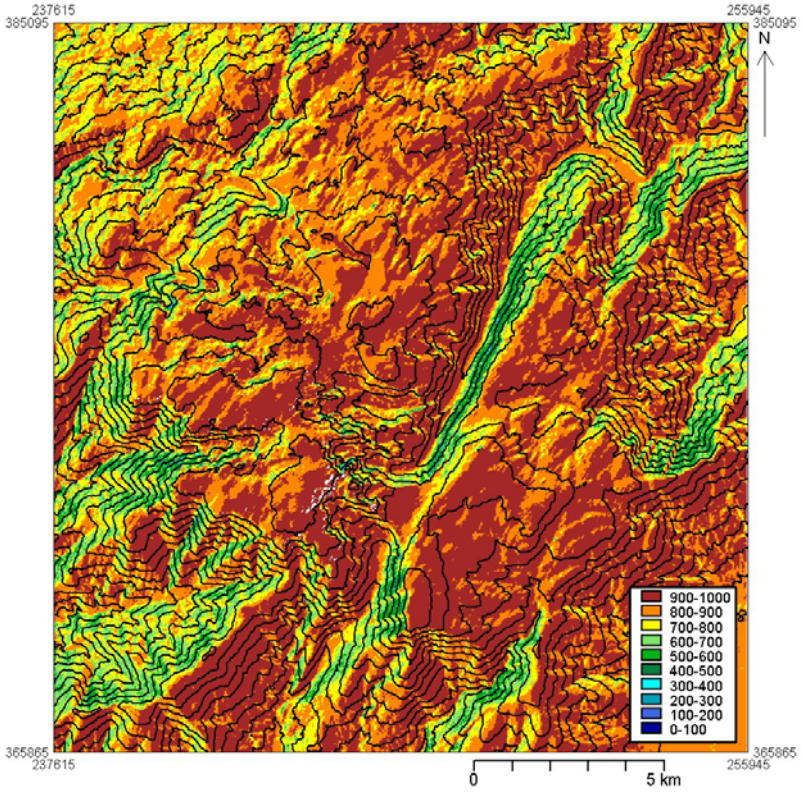
Figura 4.25 - Radiação incidente de curto comprimento de onda (Irradiância solar) na Serra da Estrela em 3 de Fevereiro de 1992 às 9h e 30 minutos (medida em Wm^{-2}).

A irradiância solar resulta, então da soma dos dois tipos de radiação acima referidos, sendo a exposição determinante no seu comportamento (Fig. 4.25). A radiação solar potencial recebida varia, então, entre 60 e 850 Wm^{-2}, verificando-se um ténue aumento da irradiância com a altitude, tal como refere Linacre (1992, p.185).

A radiação solar potencial apresenta um comportamento idêntico nas duas imagens. No entanto, como seria de esperar, os valores mais elevados de radiação ocorrem na imagem de Verão, sendo as diferenças em relação ao Inverno, da ordem dos 400 Wm^{-2}. Para ambas as imagens, a radiação é mais elevada nas vertentes com declive entre 10º e 30º e com exposição a Sueste (Fig. 4.26). No que diz respeito às áreas que recebem menor radiação solar, estas podem encontrar-se nas vertentes dos vales com exposição entre Noroeste e Norte. São áreas que estão à sombra e que, em Fevereiro, podem receber menos de $10Wm^{-2}$, mas pelo



A - Radiação incidente de pequeno comprimento de onda classificada para 3 de Fevereiro de 1992



B - Radiação incidente de pequeno comprimento de onda classificada para 27 de Junho de 1998

Figura 4.26 – Radiação solar potencial incidente na Serra da Estrela.

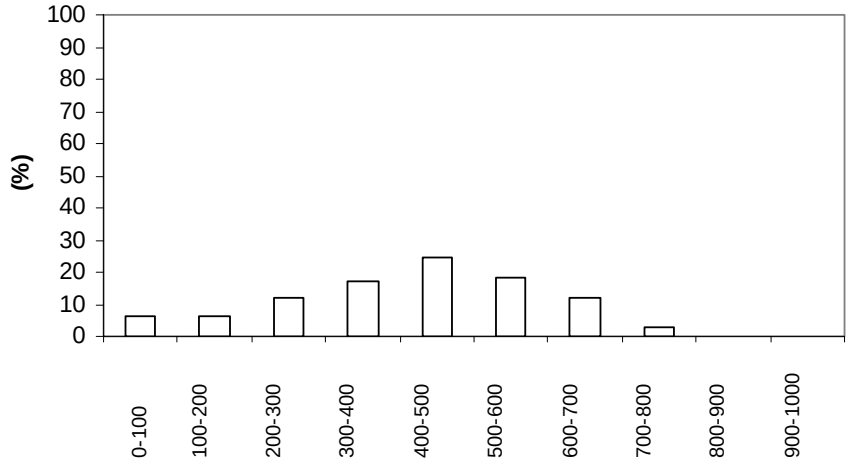
Quadro 4.4 – Representatividade espacial das classes de radiação incidente de pequeno comprimento de onda em Fevereiro e em Junho.

Classes ($W.m^{-2}$)	Área (%)	
	Fevereiro	Junho
900 – 1000	0	40,6
800 – 900	0,07	30,8
700 – 800	2,8	15,4
600 - 700	11,7	9,14
500 – 600	18,5	3,27
400 – 500	24,6	0,62
300 – 400	17,3	0,07
200 – 300	11,9	0,01
100 - 200	6,3	0
0 - 100	6,5	0

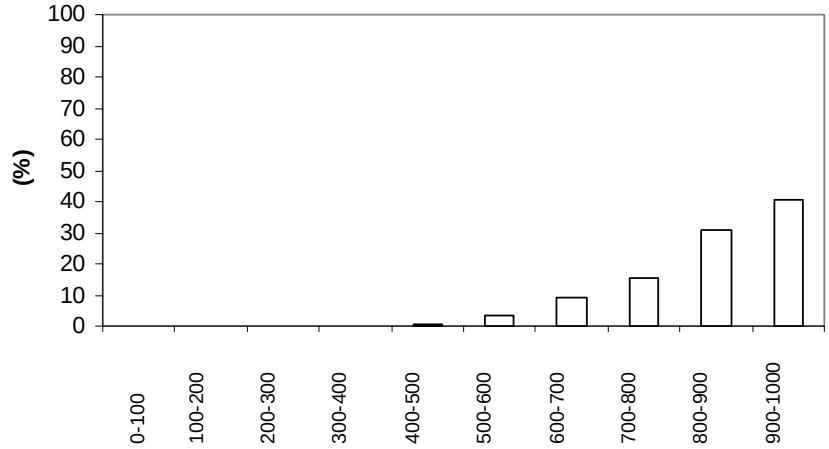
contrário, em Junho recebem no mínimo $400Wm^{-2}$. Em Fevereiro, as áreas que recebem menos de $200Wm^{-2}$ representam 13% dos píxeis, enquanto em Junho não há áreas a receber essa energia tão reduzida. As áreas que recebem menor energia têm valores entre 200 e $500Wm^{-2}$, e constituem apenas 0,7% dos píxeis (Quadro 4.4, Fig. 4.27).

Existe um elevado contraste entre a energia recebida pelas superfícies nos modelos de Fevereiro e de Junho, uma vez que, em Fevereiro, a maior parte da área recebe entre 300 e 700 Wm^{-2} e, em Junho, entre 700 e $1000Wm^{-2}$. Neste último modelo, 70% dos píxeis recebem mais de $800Wm^{-2}$. Os valores extremos de energia solar potencial incidente nas superfícies no Inverno e no Verão ilustram as discrepâncias da energia recebida nas duas estações do ano, tal como se observa na figura 4.27.

Podemos ainda observar a variação da radiação solar potencial ao longo de um perfil, para os dois modelos (Fig. 4.28). Um aspecto importante é que a radiação solar é mais intensa no Verão, e mesmo as superfícies expostas a Norte recebem radiação solar. No Inverno, as vertentes expostas a Noroeste são as que recebem menor radiação, e algumas estão à sombra e recebem somente radiação difusa, inferior a $100Wm^{-2}$. Nos planaltos, apesar dos valores serem mais elevados do que no resto da Serra, são no entanto irregulares, o que denota o carácter acidentado da topografia. Existem mesmo áreas em que basta uma pequena convexidade topográfica para que, no sector exposto a Sul, exista um aumento significativo de radiação solar incidente, o que se manifesta num pico que se destaca dos outros valores.
Outro aspecto interessante é que a radiação incidente de pequeno comprimento de onda é mais elevada e regular no flanco da Estrela exposto a Sueste, do que no exposto a Noroeste.



A



B

Figura 4.27 – Histogramas com as classes de cada modelo de radiação potencial incidente de pequeno comprimento de onda. A - Imagem de Fevereiro e B - Imagem de Junho.

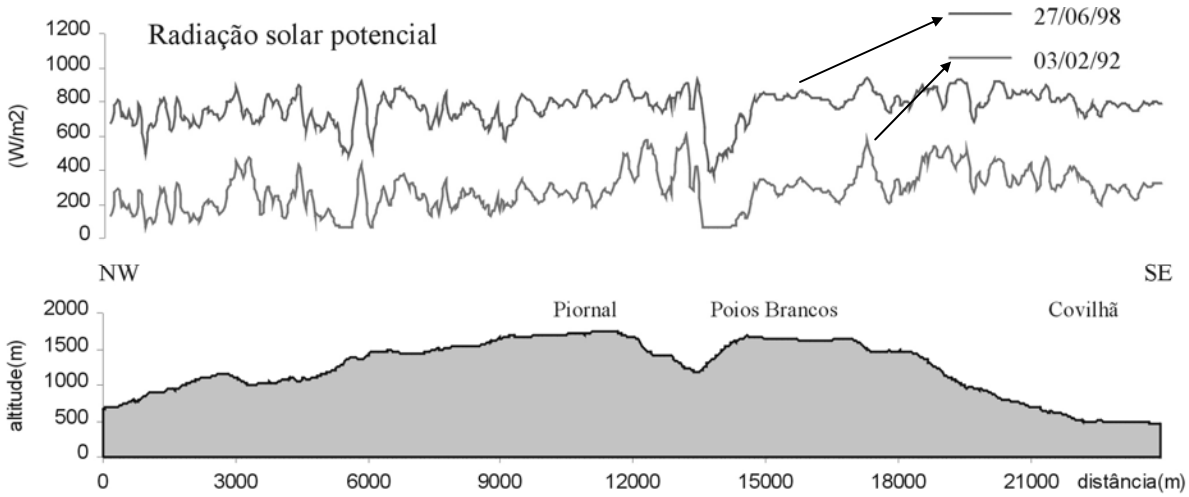


Figura 4.28 - Variação da radiação solar potencial incidente ao longo do perfil topográfico Piornal - Covilhã, com orientação NW-SE, para 3/2/92 e 27/06/98.

4.3.4. A radiação de grande comprimento de onda emitida

A radiação terrestre emitida ($R_{L\uparrow}$) depende da emissividade das superfícies e da sua temperatura (Oke, 1987):

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_o \sigma Ts^4$$

Em que ε_o é a emissividade, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5{,}67 \times 10^{-8}$ W/m^2/K^4), e Ts é a temperatura da superfície.

Para o seu cálculo é necessário proceder a vários passos intermédios, nomeadamente no cálculo da emissividade das superfícies, que é realizado com base em índices de vegetação; no cálculo da temperatura da superfície, em que se considera a emissividade calculada, e na radiação emitida de grande comprimento de onda.

a) A emissividade

A emissividade consiste na razão entre o total de energia radiante emitida por uma superfície, com um determinado comprimento de onda e a uma determinada temperatura, e a energia radiante emitida por um corpo negro nas mesmas condições (Oke, 1987, p.10). Seguindo o modelo SEBAL, a emissividade foi obtida a partir de equações empíricas que integram os índices de vegetação NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), SAVI (*Soil Adjusted Vegetation Index*) e LAI (*Leaf Area Index*). Estes índices são calculados com base nas bandas 3 e 4, uma vez que estas traduzem os padrões espaciais da actividade fotossintética e de outras variáveis biológicas. A vegetação tem reflectância normalmente baixa na banda visível (VIS) e alta no infra-vermelho próximo (IVP). No primeiro caso, é a clorofila que absorve a radiação solar para a fotossíntese, enquanto no segundo, isso se deve à baixa absorção do tecido das folhas no IVP. A combinação das duas bandas minimiza as influências externas, como as modificações na irradiância solar devido a efeitos atmosféricos, bem como as variações nas propriedades ópticas dos solos. Permite também avaliar se a cobertura vegetal apresenta sinais de stress hídrico, uma vez que quando isso acontece, a vegetação tende a absorver menos radiação solar, o que vai aumentar a reflectância no espectro visível e a absorção no infra-vermelho próximo (Gilabert *et al.,* 2002).

Os índices acima referidos calculam-se a partir das seguintes fórmulas:

$$NDVI = (\rho_4 - \rho_3) / (\rho_4 + \rho_3)$$

$$SAVI = (1 + L) (\rho_4 - \rho_3) / (L + \rho_4 + \rho_3)$$

$$LAI = - \ln[(0{,}71 - SAVI) / 0{,}59] / 0{,}91$$

sendo ρ_4 a reflectância da banda do infravermelho próximo, ρ_3 a reflectividade da banda do vermelho, e L uma constante que, depende da densidade da vegetação e que pode variar entre 1 para uma área com escassa vegetação e 0 para uma área com uma elevada densidade de vegetação (Gilabert *et al*., 2002).

O NDVI é um índice que foi criado por Rouse *et al.* em 1974, de forma a separar espectralmente a vegetação verde do brilho de fundo do solo, e é actualmente utilizado para avaliar o vigor da vegetação (Gilabert *et al*., 2002). Trata-se de um índice que também é utilizado para avaliar as áreas queimadas e apoiar as previsões de produtividade agrícola. Um aspecto importante é a sua capacidade de minimizar os efeitos adversos causados pela topografia em áreas de relevo acidentado. Os valores deste índice variam entre -1 e 1,

Quadro 4.5 - Percentagem de área por classe de uso do solo e por classe de NDVI para 27 de Junho de 1998. Os valores mais elevados para cada uso do solo estão a negrito.

Uso do solo	0,0-0,1	0,1-0,2	0,2-0,3	0,3-0,4	0,4 -0,5	0,5-0,6	0,6-0,7	0,7-0,8
Floresta coníferas	0,00	0,00	0,16	**1,82**	**5,51**	0,02	0,10	0,00
Floresta folhosas	0,00	0,00	0,00	0,06	0,60	2,26	2,80	0,60
Mato e floresta	0,00	0,00	0,03	**1,36**	**3,53**	**1,61**	0,06	0,00
Matos e rocha	0,22	**4,66**	**14,44**	**9,07**	**1,55**	0,09	0,00	0,00
Matos	0,17	**1,50**	**4,83**	**9,00**	**2,00**	0,05	0,00	0,00
Prados	0,00	0,01	0,30	**3,72**	**7,59**	**4,61**	**1,26**	0,16
Área agrícola	0,12	0,32	**0,35**	**0,39**	**0,40**	0,26	0,00	0,00
Rocha nua	0,51	**3,59**	0,61	0,03	0,00	0,00	0,10	0,00
Areia	0,10	**0,92**	**0,54**	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Estrada	**0,30**	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Água	**0,46**	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Áreas urbanas	**0,30**	**0,38**	**0,36**	**0,34**	0,23	0,09	0,01	0,00
Outras	0,23	0,15	**0,27**	**0,34**	0,09	0,01	0,00	0,00

correspondendo o mínimo a situações de stress hídrico extremo, e o segundo a uma cobertura vegetal vigorosa; o valor zero representa ausência de vegetação. Na interpretação dos valores de NDVI deve-se considerar os ciclos fenológicos da vegetação, a fim de se distinguirem as oscilações naturais do estado real da vegetação.

Os valores de NDVI da Serra da Estrela obtidos para 27 de Junho de 1998 variam entre 0 e 0,69 (Fig. 4.29-B e quadro 4.5). As superfícies com água têm os valores mais baixos, próximos de 0. Seguem-se as superfícies de rocha nua e areias graníticas, com valores mais elevados, que rondam 0,2, uma vez que pode existir biomassa nessas superfícies. As áreas com herbáceas e arbustos vão até a 0,6. Os valores mais elevados surgem nas áreas com vegetação arbórea (0,60). Ao compararmos este modelo com o de Fevereiro nota-se a importância dos ciclos fenológicos na cobertura da vegetação da área.

No modelo calculado para Fevereiro, observa-se que o índice varia entre -0,12 e 0,38 (Fig. 4.29-A) e, de uma forma geral, os valores de NDVI nesta imagem são mais baixos do que na de Junho, não só devido à presença de neve, mas também porque a cobertura vegetal é menor no Inverno. Nos planaltos, as áreas com neve têm valores negativos, que variam entre -0,12 e -0,05. Também nas áreas com floresta de caducifólias, o índice é baixo, com valores que rondam o zero, devido à ausência de folhas. Pelo contrário, o índice tem valores mais elevados nas áreas de floresta de coníferas, que têm folha perene e nos prados de cervunal.

O SAVI é um índice proposto por Huete em 1988 e tem como objectivo diminuir os efeitos causados pelo solo no sinal da vegetação e no NDVI (Gilabert *et al*., 2002). Trata-se de um índice particularmente útil quando a vegetação é esparsa e os píxeis contêm uma mistura de vegetação e de solo. No seu cálculo, é necessário introduzir uma constante (L), que varia em função da cor, humidade e brilho do solo nas bandas 3 e 4. Em áreas de vegetação de densidade média, normalmente usa-se um valor de L de 0,5 (Gilabert *et al.*, 2002; Daughtry *et al*., 2000 e North, 2002).

No modelo de SAVI calculado para a Serra da Estrela a 27 de Junho de 1998, os valores variam entre 0 e 1,2 (Fig. 4.29-D). As superfícies com água têm o valor de 0 e o valor máximo é atingido nas áreas com vegetação arbórea e com prado, o que se observa principalmente na bacia de Manteigas (Quadro 4.6). As áreas com areias, rocha nua e as áreas urbanas têm valores inferiores a 0,5.

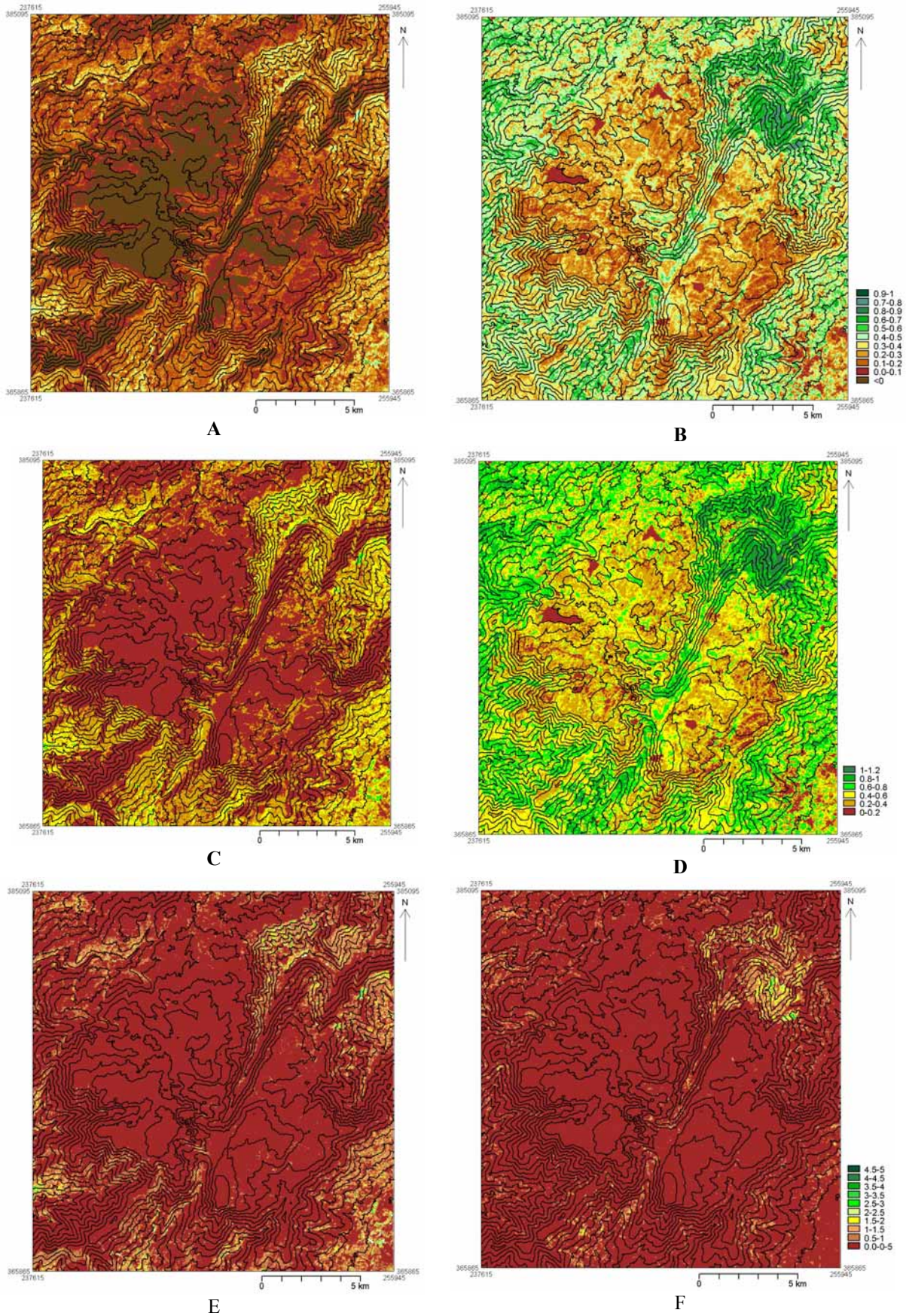


Figura 4.29 – Índices de vegetação na Serra da Estrela às 9h30min: A – NDVI do dia 3 /2/ 1992; B - NDVI em 27/6/1998; C - SAVI em 3/2/1992; D - SAVI em 27/6/1998; E - LAI em 27/6/ 1998; F - LAI em 3/2/ 1992.

Quadro 4.6 - Percentagem de píxeis por classe de uso do solo e por classe de SAVI para 27 de Junho de 1998. Os valores mais elevados para cada uso do solo estão a negrito.

Uso do solo	0,0 - 0,2	0,2 - 0,4	0,4 - 0,6	0,6 – 0,8	0,8 - 1,0	1,0 - 1,2
Floresta coníferas	0,00	0,06	**2,03**	**6,60**	0,93	0,00
Floresta folhosas	0,00	0,00	0,06	**1,13**	**3,79**	**1,35**
Mato e floresta	0,00	0,01	**1,42**	**4,41**	0,75	0,00
Matos e rocha	0,68	**13,59**	**14,14**	**1,61**	0,03	0,00
Matos	0,45	**3.78**	**11,36**	**1,99**	0,02	0,00
Prados	0,00	0,10	**3,94**	**9,58**	**3,73**	0,32
Área agrícola	0,21	**0,48**	**0,5**	**0,51**	0,25	0,02
Rocha nua	**1,48**	**3,20**	0,06	0,00	0,00	0,00
Areia	0,31	**1,17**	0,15	0,00	0,00	0,00
Estrada	**0,40**	0,13	0,01	0,00	0,00	0,00
Água	**0,47**	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Áreas urbanas	0,40	**0,51**	**0,45**	0,28	0,05	0,00
Outras	0,28	0,26	**0,45**	0,09	0,00	0,00

Na imagem de 3 de Fevereiro de 1992 os valores do índice variam entre -0,17 e 0,57 (Fig. 4.29-C). Tratam-se de valores, também, mais baixos do que os observados na imagem de Junho, o que seria de esperar nesta estação do ano, uma vez que a biomassa é mais reduzida. É de notar a influência da neve sendo o índice negativo nos planaltos. Nas vertentes com vegetação caducifolia o índice tem valores próximos de 0. Os valores mais elevados ocorrem nas áreas com vegetação perene. O mesmo acontece com o índice LAI onde se nota a influência da neve (Fig. 4.29-E). O LAI visa simular a razão entre a área total de folhas de uma planta, com a área do solo coberta pela mesma planta. Trata-se de um indicador de biomassa e da resistência da copa (*canopy resistance*). Os valores mais baixos de LAI ocorrem nas áreas com neve e com vegetação caducifolia devido à reduzida dimensão da vegetação que cobre a superfície. O índice tem valores mais elevados nas áreas de floresta perene e de campos agricultados. Na Serra da Estrela, no dia 27 de Junho de 1998, os valores de LAI variavam entre 0 e 4,37 (Fig. 4.29 e Quadro 4.7). Com o valor zero observam-se as superfícies com água, que para o SAVI é inferior a 0. Na maior parte da Serra o índice tem valores inferiores a 0,5. Os píxeis com valores superiores encontram-se nas áreas com vegetação arbórea, matos e prados. Segundo a bibliografia este índice traduz melhor do que os outros índices a presença de vegetação (Gilabert *et al.*, 2002; Daughtry *et al.*, 2000 e North, 2002).

Quadro 4.7- Percentagem de píxeis por classe de uso do solo e por classe de LAI para 27 de Junho de 1998. Os valores mais elevados para cada uso do solo estão a negrito.

Uso do solo	0,0-0,5	0,5-1,0	1,0-1,5	1,5-2,0	2,0-2,5	2,5-3,0	3,0-3,5	3,5-4,0	4,0-4,5
Floresta coníferas	**8,98**	0,63	0,01	0,45	0,11	0,03	0,003	0,002	0,001
Floresta folhosas	**1,49**	**2,71**	**1,55**	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mato e floresta	**6,07**	0,51	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Matos e rocha	**30,03**	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Matos	**17,58**	0,01	0,00	0,09	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00
Prados	**14,29**	**2,79**	0,42	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Área agrícola	**1,72**	0,18	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rocha nua	**4,74**	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Areia	**1,63**	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Estrada	**0,55**	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Água	**0,50**	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Áreas urbanas	**1,66**	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Outras	**1,09**	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

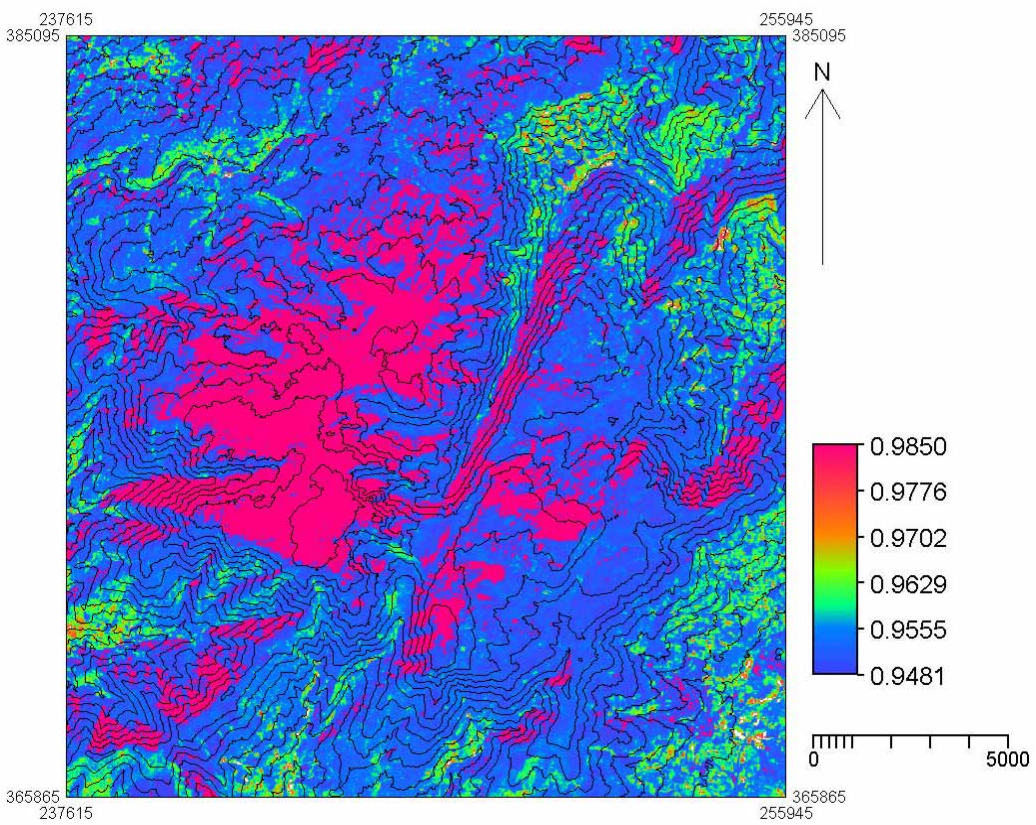
Para o cálculo da emissividade usaram-se as seguintes fórmulas, dependentes do valor de NDVI, e da banda em questão (Waters *et al.*, 2002):

$$\text{se NDVI} > 0,\ \varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033\ \text{LAI},\ \varepsilon_o = 0,95 + 0,01\ \text{LAI}$$

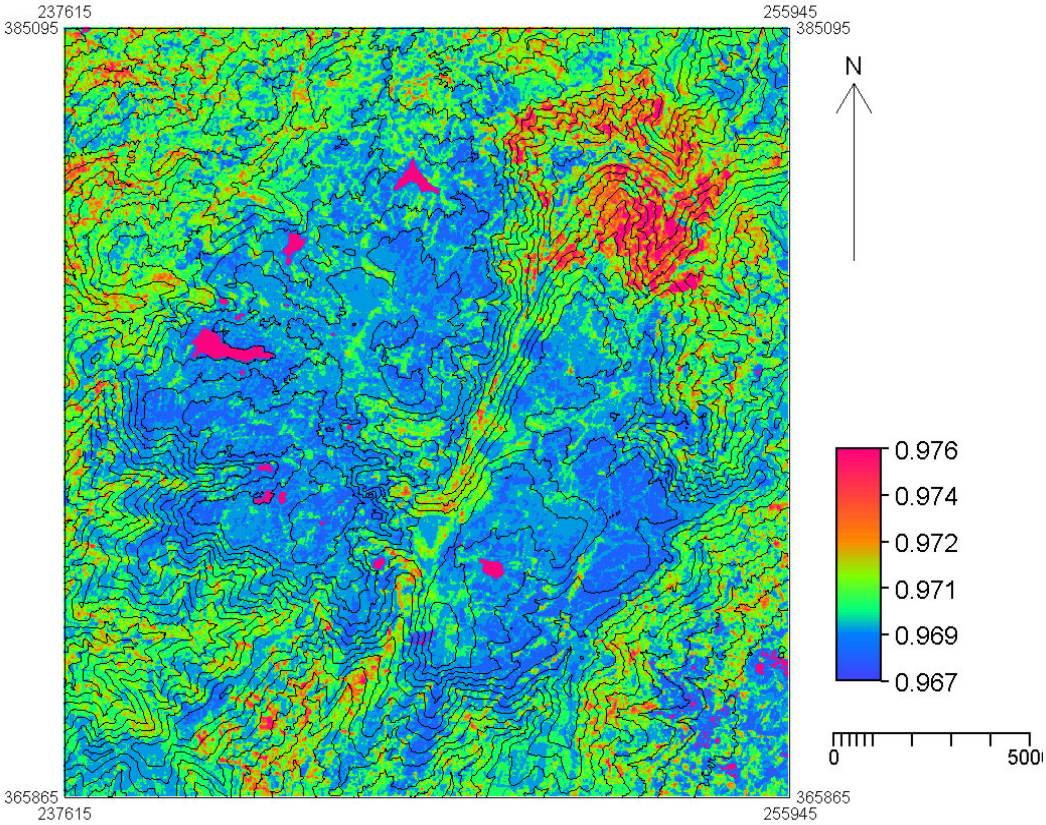
$$\text{se NDVI} < 0 \text{ e } \alpha < 0,47,\ \varepsilon_{NB} = 0,99;\ \varepsilon_o = 0,98$$

em que ε_{NB} é a emissividade na banda 6 e ε_o é a emissividade nas restantes bandas.

Os índices de vegetação complementam-se e são utilizados no cálculo da emissividade das superfícies da Serra da Estrela. No modelo de Inverno, a emissividade das superfícies varia entre 0,94 e 0,99 (Fig. 4.30-A). A maior parte da área tem valores de 0,95. As áreas com vegetação arbórea têm uma emissividade que pode chegar aos 0,97, valor tanto mais elevado quanto maior a densidade e o porte da vegetação. Pelo contrário, os planaltos com neve atingem a emissividade máxima de 0,98. As áreas com emissividade mais elevada são aquelas



A - 3 de Fevereiro de 1992 às 9h30min



B - 27 de Junho de 1998 às 9h30min.

Figura 4.30 – Emissividade (ε_o) na Serra da Estrela.

em que a neve é mais recente Oke (1987). É de salientar que se nota a influência da sombra no modelo; no entanto, em alguns casos, pode corresponder também a áreas com uma menor superfície coberta por vegetação, por exemplo com árvores de folha caduca ou áreas onde a neve é acumulada.

No modelo de Verão, a emissividade é relativamente homogénea, uma vez que os valores obtidos variam apenas entre 0,967 e 0,976 (Fig. 4.30-B). As superfícies com água são as que têm uma maior emissividade (0,976) e as áreas com menor vegetação nos planaltos têm emissividades menores (0,96). Salienta-se que os valores observados para os vários tipos de superfícies estão dentro dos limites apresentados por Oke (1987).

b) A temperatura de superfície

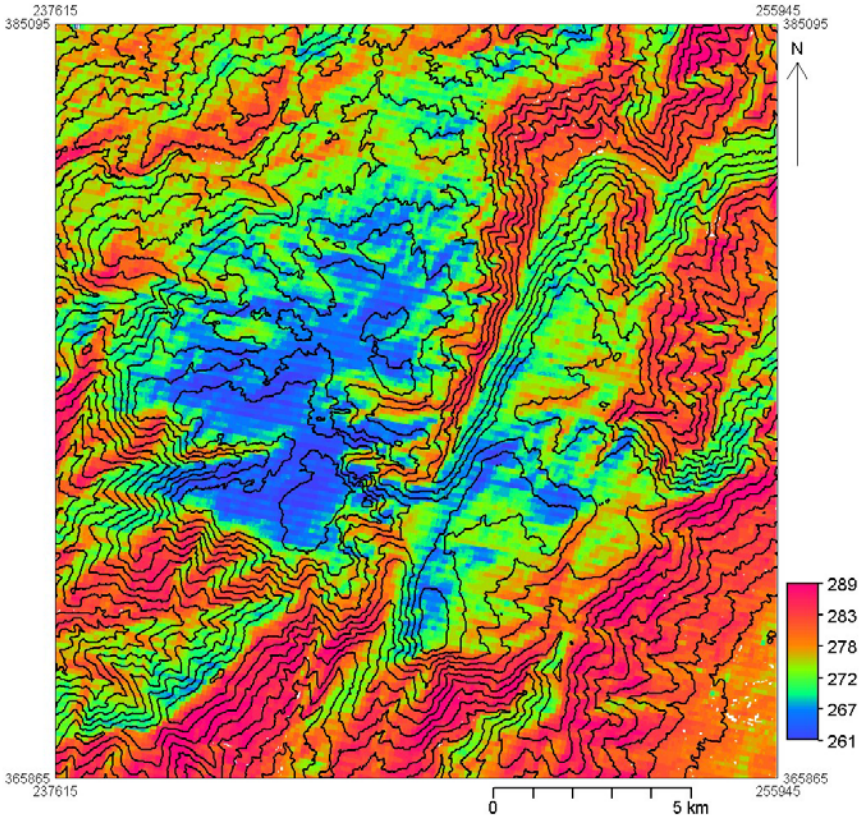
Um outro elemento necessário para o cálculo da radiação terrestre emitida é a temperatura da superfície (T_S), tendo esta sido calculada com base nos critérios de Markham e Barker (1986):

$$Ts = k2 / \ln [((\varepsilon_{NB} \times k1) / L6) + 1)]$$

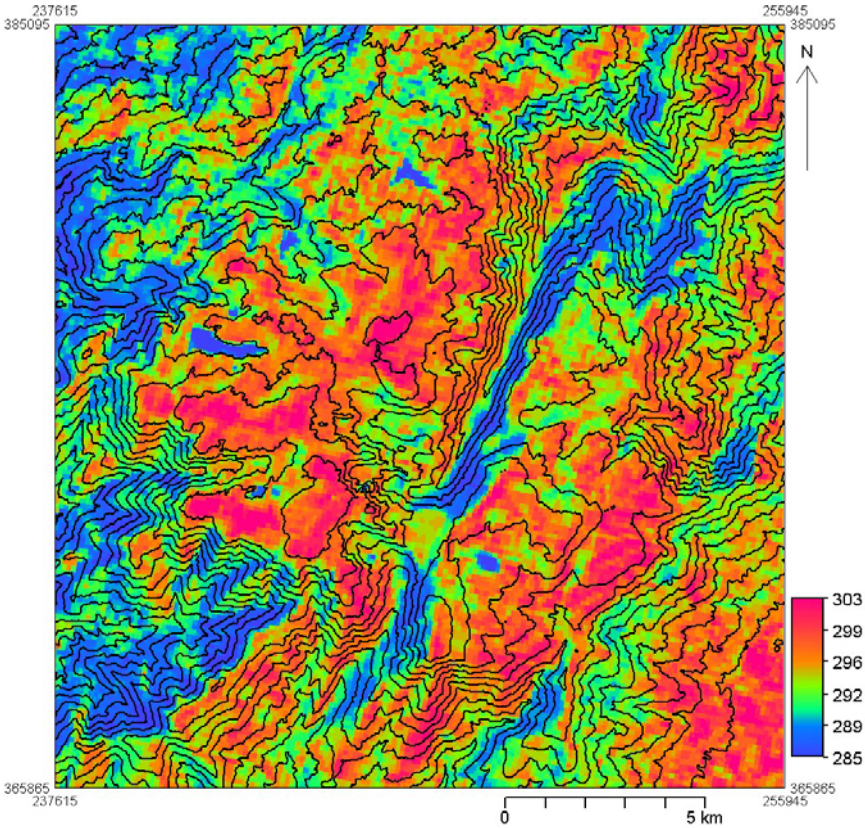
em que k1 e k2 são constantes de calibragem do satélite (k1 = 607,76 e k2 = 1260,56); ε_{NB} é a emissividade da superfície com base na banda térmica, e em que L6 é a radiância espectral da banda 6.

No modelo calculado para as 9h30min do dia 27 de Junho de 1998, as temperaturas de superfície na Serra da Estrela variavam entre 285 e 303K (*ca.* 12 a 30ºC, Fig. 4.31-B). As áreas mais frias eram as superfícies de água e as vertentes com exposição a Noroeste. Para além das superfícies com água, observa-se que quanto maior é a cobertura vegetal menor é a temperatura da superfície (Quadro 4.8). As superfícies mais quentes situam-se nos interflúvios e nas vertentes de declive moderado expostas a Este e Sueste. Ainda, em relação ao tipo de superfície, as mais quentes eram as estradas, a rocha nua (exposta a Sul), as áreas urbanas e as áreas com areias.

No que diz respeito ao modelo para Fevereiro, é possível observar que a temperatura da superfície variou entre -12ºC (261K), na Torre e os 16 ºC (289K) registados em alguns sectores mais declivosos das vertentes expostas a Sueste (Fig. 4.31-A). No entanto, a maior parte da área tem valores próximos de 0ºC. Os valores negativos da temperatura da superfície ocorrem na área coberta com neve (50% dos píxeis com temperatura inferior a 270K correspondem à superfície com neve).



A - 3/2/1992 às 9h30min



B - 2/6/1998 às 9h30min

Figura 4.31 - Temperaturas de superfície da Serra da Estrela (K).

Quadro 4.8 – Percentagem de área por classe de temperatura da superfície para cada tipo de uso do solo. Valores mais elevados para cada uso do solo estão a negrito.

Uso do solo	270-280 (K) %	280-290 (K) %	290-300 (K) %	>300 (K) %
Floresta coníferas	0,00	**6,23**	3,39	0,01
Floresta folhosas	0,00	**3,14**	**3,18**	0,00
Mato e floresta	0,00	**2,58**	**4,01**	0,01
Matos e rocha	0,00	1,48	**26,59**	1,98
Matos	0,00	**4,35**	**11,72**	1,52
Prados	0,00	**1,68**	**15,75**	0,23
Área agrícola	0,00	0,12	**1,54**	0,29
Rocha nua	0,00	0,00	**3,06**	1,68
Areia	0,00	0,00	**1,28**	0,35
Estrada	0.01	0,01	0,21	**0,32**
Água	0,00	**0,41**	0,09	0,00
Áreas urbanas	0,00	0,02	**1,41**	0,27
Outras	0,00	0,04	**0,80**	0,25

c) Calculo da radiação emitida de grande comprimento de onda

Depois de calculada a emissividade das superfícies e a sua temperatura é possível calcular a radiação emitida pela superfície de grande comprimento de onda, uma vez que são conhecidos todos os elementos da equação:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_o \sigma \, Ts^4$$

No modelo calculado para 3 de Fevereiro, a radiação de grande comprimento de onda emitida variou, entre 237 e 404 Wm^{-2} (Fig. 4.32- A). Os valores mais baixos registaram-se nos planaltos, na área coberta de neve, e a radiação emitida foi inferior a $270Wm^{-2}$. Para além do efeito da neve, nota-se a influência da altitude na diminuição da radiação infra-vermelha emitida, devido à diminuição da temperatura com a altitude e ao aumento da transparência da atmosfera (Barry, p.42). Os valores mais elevados situam-se a menor altitude e nas vertentes expostas a Sueste. A exposição também tem, portanto, neste modelo um peso importante.

O mapa da radiação de grande comprimento de onda emitida às 9h30min, do dia 27 de Junho de 1998, apresenta valores que variam entre 304 e 539 Wm^{-2} (Fig. 4.32-B), os quais se

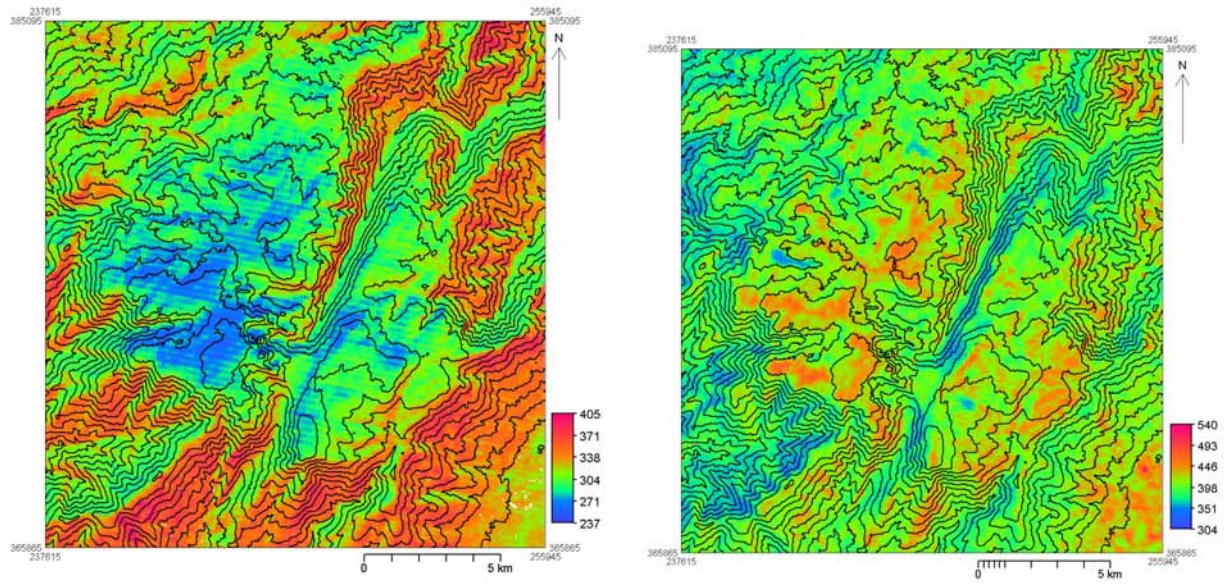


Figura 4.32 – Radiação de grande comprimento de onda (em Wm^{-2}) emitida na Serra da Estrela para as 9h30min do dia: A - 3 de Fevereiro de 1992 (em Wm^{-2}); B - 27 de Junho de 1998.

encontram dentro dos limiares típicos de 200 a 700 Wm^{-2}, indicados por Parlow (1996c). Neste modelo, é visível a influência do tipo de superfície e da exposição na radiação infravermelha emitida pelas superfícies, uma vez que são as áreas constituídas por rocha nua e as áreas urbanas que emitem mais calor. Em relação às áreas urbanas, o facto de se situarem em áreas planas ou em vertentes expostas a Sueste também contribui para que recebam mais energia solar e libertem mais calor.

4.3.5. A radiação incidente de grande comprimento de onda

No que diz respeito à radiação incidente de grande comprimento de onda ($R_{L\downarrow}$), esta é calculada pela seguinte fórmula (Waters *et al.*, 2002):

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4$$

em que ε_a é a emissividade da atmosfera e T_a é a temperatura do ar. A emissividade atmosférica (ε_a), foi calculada para condições de céu limpo e de "clima mediterrâneo" com base na seguinte equação empírica (Waters *et al*., 2002):

$$\varepsilon_a = 1{,}08x\ (-\ln\tau_{sw})^{0{,}265}$$

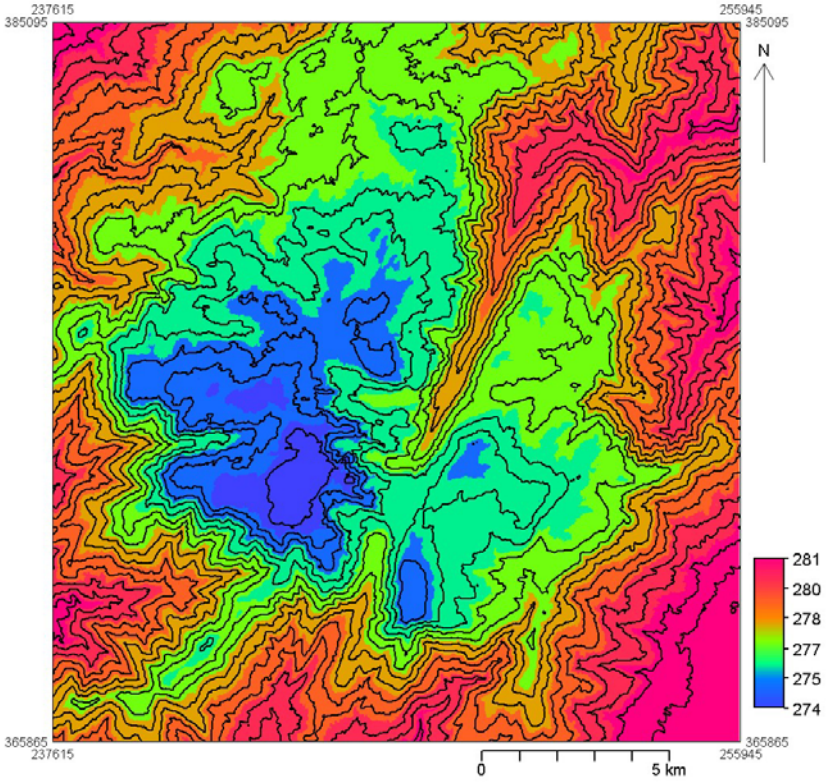
A transmissividade atmosférica é representada por τ_{sw}.

Para calcular a $R_{L\downarrow}$ é ainda necessário conhecer a temperatura do ar à superfície. Esta foi estimada com base na correlação entre a temperatura do ar da estação meteorológica das Penhas Douradas e a registada nos postos termométricos instalados na Serra. A correlação foi efectuada para o período comum de registos no ano de 2000 e para a hora de registo da imagem. A correlação foi significativa e o coeficiente de correlação é superior a 0,9. A partir daí, com base no valor de temperatura do ar registado nas Penhas Douradas naquelas datas, foi aplicada a equação da recta ao modelo DTM e estimada a variação da temperatura do ar na Serra. Salienta-se que o modelo criado estima a variação da temperatura com a altitude (Fig. 4.33).

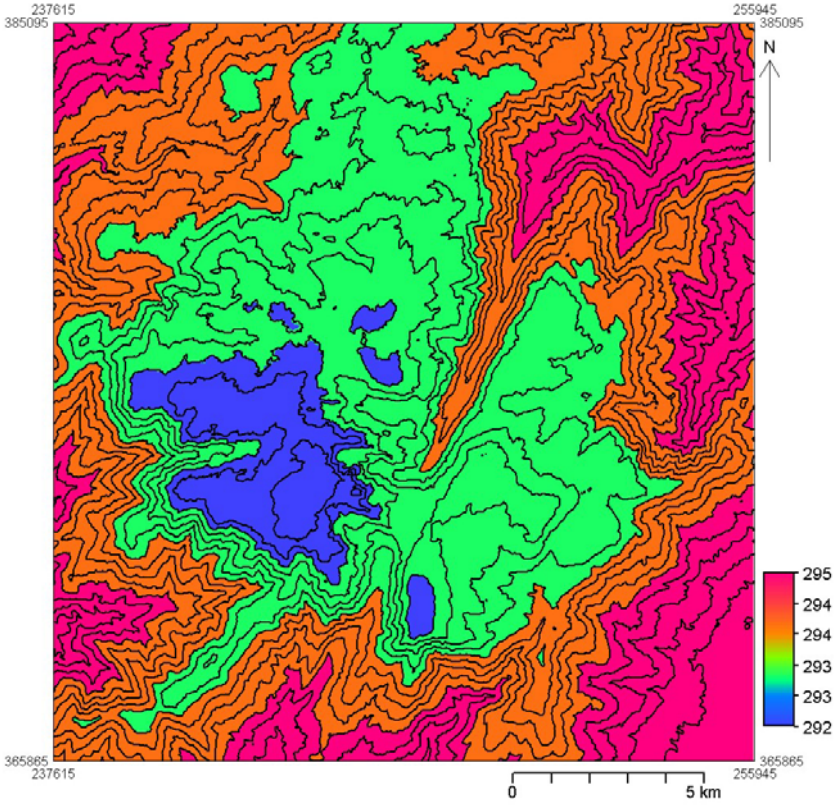
No modelo estimado da variação da temperatura do ar à superfície na Estrela a 2 de Fevereiro de 1992, a temperatura do ar variou entre 0ºC no topo da serra e 8ºC nas áreas a menor altitude (Fig. 4.33-A). Nos planaltos, foi estimada uma variação entre 0 e 3ºC. De uma forma geral, na área há uma diminuição de 5ºC em 1000m. É ainda, interessante verificar que a aplicação da equação da recta resultou num modelo em que a temperatura do ar é mais elevada do que a da superfície, àquela hora.

Em relação à variação da temperatura do ar a 27 de Junho de 1998, o comportamento é semelhante ao anterior, dominando a diminuição da temperatura com a altitude e a temperatura na Serra variou entre 19ºC nos planaltos e 22ºC nos fundos de vale. No entanto, a diminuição da temperatura com a altitude é menor, cerca de 3ºC em 1000m. Este valor já tinha sido verificado por Mora *et al.* (2001).

Depois de calculada a temperatura do ar é então, possível calcular a radiação de grande comprimento de onda recebida pelas superfícies ou a contra-radiação (Fig. 4.34). Na imagem de Inverno a radiação recebida pelas superfícies varia entre 237 e 269 Wm^{-2}, registando-se, tal como já foi referido uma diminuição com a altitude (Fig. 4.34-A). Dessa forma, os valores mais baixos ocorreram nos planaltos (237 Wm^{-2}) e, os mais elevados nos fundos de vale e nas áreas a menor altitude (269Wm^{-2}). Contudo, trata-se de uma variação pouco significativa e de reduzida importância para o balanço radiativo. Na imagem de Verão, o padrão é o mesmo e, as superfícies a menor altitude recebem 306Wm^{-2} e as que estão a maior altitude, nomeadamente a área da Torre, 327Wm^{-2}.



A



B

Figura 4.33 – Temperatura do ar (K)estimada para a Serra da Estrela para as 9h30 min do dias: A- 3/2/ 1992; B- 27/6/1998.

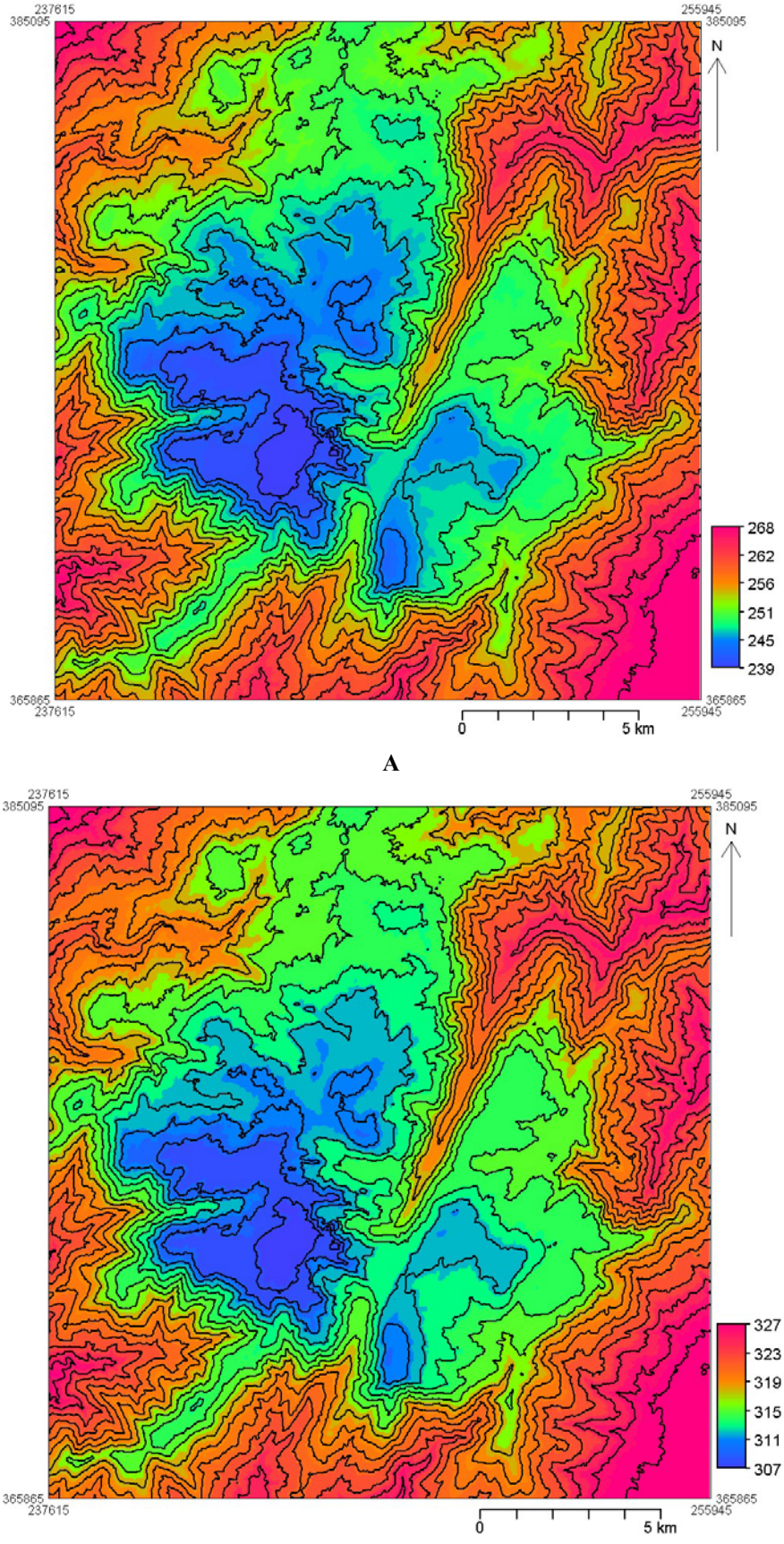


Figura 4.34 – Radiação de grande comprimento de onda (Wm^{-2}) recebida na Serra da Estrela para as 9h30 min dos dias: A- 3/2/1992; B – 27/ 6/1998.

Quadro 4.9 – Percentagem de área com diferente exposição por classe de balanço radiativo (Wm^{-2}) para 3 de Fevereiro de 1992 às 9h30min. As percentagens mais elevadas em cada classe de balanço radiativo estão a negrito.

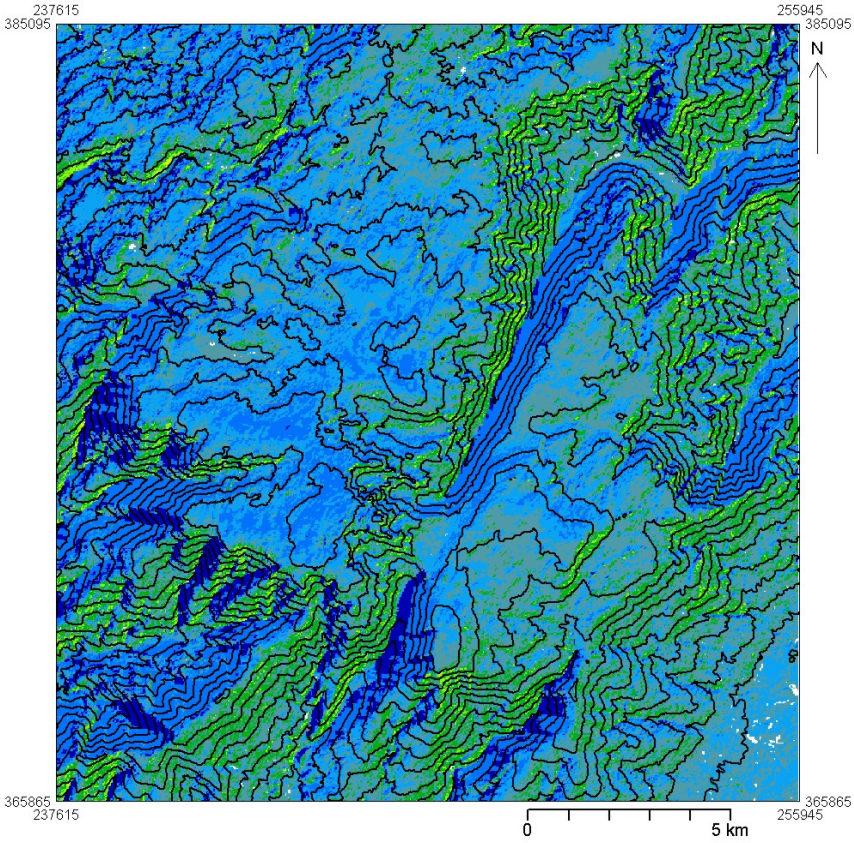
Balanço radiativo (Wm^{-2})	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
<0	0,69	0,05	0,06	0,09	0,16	**1,21**	**2,36**	**1,64**
0-100	**5,90**	**1,04**	0,21	0,13	0,12	0,42	**4,18**	**8,52**
100-200	**4,27**	**6,22**	**1,52**	0,79	0,90	**4,00**	**4,55**	**4,11**
200-300	0,38	**3,09**	**7,38**	**5,67**	**6,84**	**4,48**	0,51	0,20
300-400	0,00	0,02	**3,77**	**6,84**	**4,54**	0,05	0,00	0,00
400-500	0,00	0,00	0,31	**1,93**	0,58	0,00	0,00	0,00
500-600	0,00	0,00	0,00	**0,08**	0,00	0,00	0,00	0,00

O primeiro aspecto a salientar é que a radiação de grande comprimento de onda incidente é inferior à emitida. Apesar disso, os valores são muito próximos, principalmente os mais baixos, como acontece por exemplo nas áreas com neve na imagem de Inverno. Por outro lado, quando os valores de energia infravermelha emitidos são mais elevados, como acontece nas superfícies expostas a Sul e Sueste na imagem de Inverno e, podemos acrescentar ainda, nas superfícies de rocha nua e nas áreas urbanas da imagem de Verão, a energia emitida é cerca de $200Wm^{-2}$ mais elevada do que a recebida.

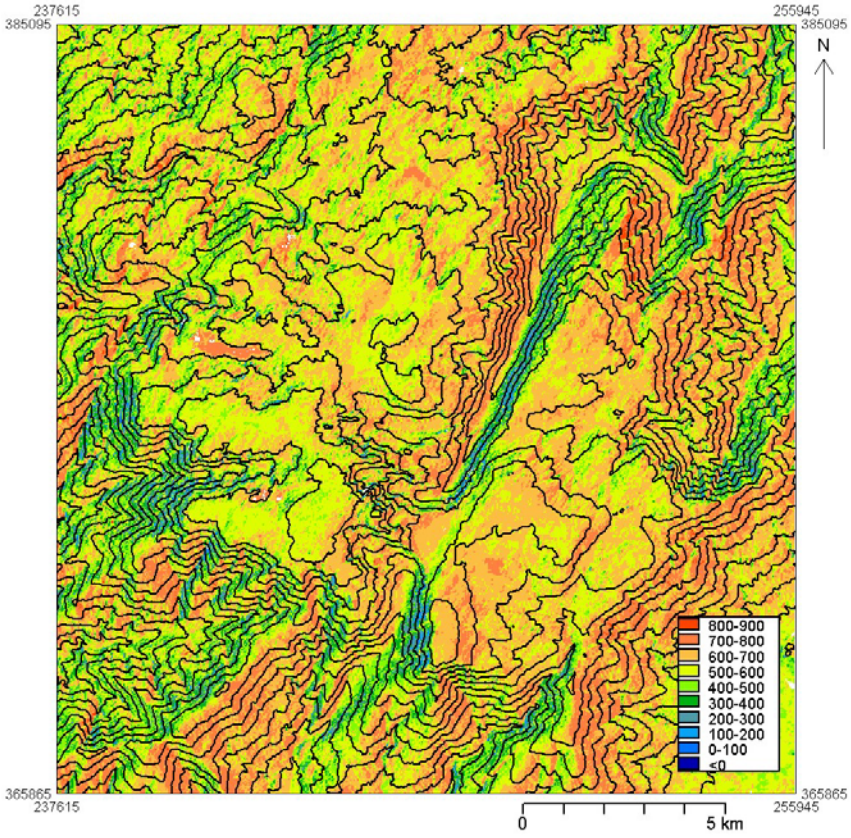
Observa-se, também, que nos modelos estimados o comportamento da contra-radiação nas duas imagens é igual, isto é, regista-se uma diminuição com a altitude. Outro aspecto interessante é que a radiação de grande comprimento de onda recebida é muito semelhante de Inverno e de Verão, a diferença é da ordem dos $60Wm^{-2}$. Trata-se por isso, de uma componente que em situações de céu limpo se mantém semelhante ao longo do ano e, que tem um contributo modesto no balanço radiativo.

4.3.6. O balanço radiativo

Uma vez determinados todos os elementos da equação do balanço radiativo é possível realizar o seu cálculo (Fig. 4.35). No dia 3 de Fevereiro, o balanço radiativo variou entre -85 Wm^{-2} e 586 Wm^{-2} (Fig. 4.35-A). O balanço negativo registou-se nas vertentes expostas a Oeste e Noroeste que, aquela hora estavam à sombra e, a radiação solar difusa que recebiam não foi suficiente para compensar as perdas de calor (radiação infra-vermelha). Salienta-se que a percentagem de píxeis com balanço radiativo negativo é baixa, cerca de 6% (Quadro 4.9 e 4.15; Fig. 4.36-A). No que diz respeito às áreas com balanço positivo, os valores mais elevados foram registados nas vertentes mais declivosas expostas a Sul e Sueste. Nessas



A - Balanço radiativo (Wm^{-2}) na Serra da Estrela às 9h30min de 3 /2/1992.



B - Balanço radiativo (Wm^{-2}) na Serra da Estrela às 9h30min de 27/6/1998.

Figura 4.35 - Balanço radiativo na Serra da Estrela.

Quadro 4.10 – Percentagem de píxeis por classe de declive (º) e de balanço radiativo (Wm^{-2}) para 3 de Fevereiro de 1992 às 9h30min. As percentagens mais elevadas para cada classe de balanço radiativo estão a negrito.

Balanço radiativo (Wm^{-2})	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	>70
<0	0,16	0,83	**3,08**	**1,76**	0,39	0,03	0,01	0,00
0-100	**1,18**	**6,51**	**7,46**	**3,70**	0,88	0,09	0,10	0,00
100-200	**11,80**	**10,12**	**3,18**	**1,04**	0,18	0,01	0,01	0,00
200-300	**10,60**	**11,28**	**4,83**	**1,52**	0,22	0,02	0,01	0,00
300-400	0,06	**3,92**	**7,26**	**3,26**	0,66	0,06	0,01	0,00
400-500	0,00	0,03	0,77	**1,39**	0,57	0,06	0,01	0,001
500-600	0,00	0,00	0,00	**0,04**	**0,03**	0,00	0,01	0,001

áreas, que correspondem a 3% dos píxeis, o balanço pode ser de 500 Wm^{-2}. Depois de referidas as áreas com valores extremos, salienta-se que a maior parte da Serra tem um balanço superior a 100Wm^{-2}. Nomeadamente, cerca de 90% dos píxeis têm um balanço que varia entre 100 e 400 Wm^{-2} e, 50% entre 200 e 300 Wm^{-2}. Os planaltos podem registar um balanço que vai até aos 400Wm^{-2}. Nos planaltos é visível a influência do albedo da neve na diminuição do balanço radiativo (inferior a 200Wm^{-2}).

Relativamente ao declive das superfícies, a maior parte das superfícies tem um declive inferior a 50º e os maiores valores de balanço radiativo estão associados a superfícies com declive superior a 30º (Quadro 4.10). Considerando que a altura do Sol, no Inverno, à hora de registo da imagem de satélite, é de 22,9º, as superfícies com declive superior a 30º vão receber mais energia. No entanto, também existem valores de balanço radiativo baixos para declives elevados, por isso é importante cruzar a informação da exposição com o declive das vertentes.

Os valores do balanço radiativo para a Serra da Estrela no dia 27 de Junho de 1998 às 9h30min variaram entre 100 e 900 Wm^{-2} (Fig. 4.36-B). Mas a maior parte da Serra (76% dos píxeis) tem um balanço superior a 600 Wm^{-2}, encontrando-se os valores mais elevados nas vertentes expostas a Este e Sueste. A exposição solar e o tipo de superfície explicam os valores mais elevados (Quadro 4.11, 4.12, 4.13 e 4.14; Fig. 4.36). A área urbana de Manteigas tem um balanço radiativo positivo elevado, o que traduz fundamentalmente a sua exposição soalheira durante a manhã, recebendo em média 900 Wm^{-2}. Os valores mais baixos observam-se nas vertentes expostas a Oeste e a Noroeste, e variam entre os 100 e os 600Wm^{-2}. As vertentes com aquela exposição, mas com maior declive podem ter um balanço mais baixo, de cerca de 100 Wm^{-2}. Salienta-se que os valores mais baixos são atingidos em dois locais: Cântaro Gordo e Lagoa Comprida, porque se tratam de vertentes com um declive elevado e

expostas a Norte. Nestes locais os raios solares são quase tangentes à superfície ($cos\theta$=0,08), o que resulta numa menor concentração de energia por unidade de área. Ainda no que diz respeito ao declive das superfícies, nota-se que os valores mais baixos ocorrem nas superfícies com declive entre os 40 e os 60º e, os mais elevados entre os 20 e os 40º, aspecto que está relacionado com a altura do Sol: nesta altura do ano os raios solares fazem um ângulo de 64º com o horizonte.

Quadro 4.11 – Percentagem de píxeis com diferente exposição por classe de balanço radiativo (Wm^{-2}) para 27 de Junho de 1998 às 9h30min. As percentagens mais elevadas para cada classe de balanço radiativo estão a negrito.

Balanço radiativo (Wm^{-2})	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
0-100	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	**0,05**	**0,06**
100-200	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	**0,30**	**0,32**
200-300	0,11	0,002	0,00	0,00	0,00	0,24	**1,07**	**1,10**
300-400	0,59	0,01	0,00	0,00	0,02	0,91	**2,50**	**2,43**
400-500	**2,24**	0,10	0,02	0,02	0,43	**2,53**	**3,42**	**4,66**
500-600	**6,09**	**2,07**	0,65	0,83	**4,40**	**4,98**	**3,64**	**5,19**
600-700	**2,14**	**7,21**	**4,84**	**7,35**	**7,87**	**1,42**	0,56	0,64
700-800	0,04	**1,03**	**7,48**	**7,21**	0,44	0,03	0,02	0,02
800-900	0,00	0,00	**0,27**	**0,15**	0,00	0,00	0,00	0,00

Quadro 4.12 – Percentagem de píxeis por classe de declive (º) e de balanço radiativo (Wm^{-2}) para 27 de Junho de 1998 às 9h30min. As percentagens mais elevadas para cada classe do balanço radiativo estão a negrito.

Balanço radiativo (Wm^{-2})	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	>70
0-100	0,00	0,00	0,00	0,00	**0,08**	**0,03**	0,00	0,00
100-200	0,00	0,00	0,13	**0,53**	0,03	0,00	0,00	0,00
200-300	0,00	0,00	0,12	**2,06**	0,33	0,02	0,00	0,00
300-400	0,01	0,08	**3,81**	**2,27**	0,27	0,02	0,01	0,01
400-500	0,50	**5,10**	**6,14**	**1,41**	0,23	0,04	0,01	0,00
500-600	**10,79**	**11,17**	**4,11**	**1,34**	0,40	0,03	0,01	0,00
600-700	**12,55**	**11,40**	**5,42**	**2,09**	0,48	0,08	0,01	0,00
700-800	0,77	**4,92**	**6,75**	**3,22**	0,59	0,01	0,00	0,00
800-900	0,00	0,01	**0,21**	**0,19**	0,01	0,00	0,00	0,00

Quadro 4.13 – Percentagem de píxeis por classe de balanço radiativo, para cada tipo de uso do solo, a 27 de Junho de 1998 às 9h30min. As percentagens mais elevadas para cada uso do solo estão a negrito.

Uso do solo	0-100	100-200	200-300	300-400	400-500	500-600	600-700	700-800	800-900
Floresta coníferas	0,0	0,1	0,6	**1,4**	**2,2**	**2,4**	**1,7**	**1,1**	0,1
Floresta folhosas	0,0	0,0	0,2	0,6	**1,0**	**1,2**	**1,6**	**1,6**	0,1
Mato e floresta	0,0	0,0	0,1	0,4	0,9	**1,7**	**2,0**	**1,4**	0,1
Matos e rocha	0,1	0,2	0,7	**1,7**	**3,7**	**9,0**	**10,3**	**4,2**	0,0
Matos	0,0	0,2	0,7	**1,6**	**2,8**	**4,8**	**5,0**	**2,4**	0,1
Prados	0,0	0,0	0,2	0,6	**1,6**	**4,1**	**6,7**	**4,4**	0,0
Área agrícola	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	**0,8**	**0,7**	0,1	0,0
Rocha nua	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	**1,6**	**2,2**	**0,5**	0,0
Areia	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	**0,7**	**0,6**	0,1	0,0
Estrada	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	**0,3**	0,1	0,0	0,0
Água	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	**0,3**	0,0
Áreas urbanas	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	**0,8**	**0,6**	0,0	0,0
Outras	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	**0,6**	0,3	0,0	0,0

Quadro 4.14 - Percentagem de área por classe de balanço radiativo.

Balanço radiativo (Wm^{-2})	Área (%)	
	Fevereiro	Junho
800 – 900	0	0,4
700 – 800	0	16,2
600 - 700	0	32
500 – 600	0,09	27,8
400 – 500	2,8	13,4
300 – 400	15,2	6,5
200 – 300	28,5	2,5
100 - 200	26,3	0,1
0 - 100	20,5	0
<0	6,2	0

No que diz respeito ao tipo de superfície, são as áreas de floresta que apresentam um balanço radiativo mais elevado (800-900 Wm^{-2}) e, de seguida surgem os matos e os prados, que representam uma vegetação mais rasteira (700-800 Wm^{-2}). O facto de os valores mais elevados de balanço radiativo, ocorrerem nas áreas com vegetação deve-se ao facto de estas terem menor albedo e, por terem também, uma menor a perda da radiação infravermelha. Este aspecto já tinha sido observado por Lopes em Monsanto (2003). No outro extremo, surgem as

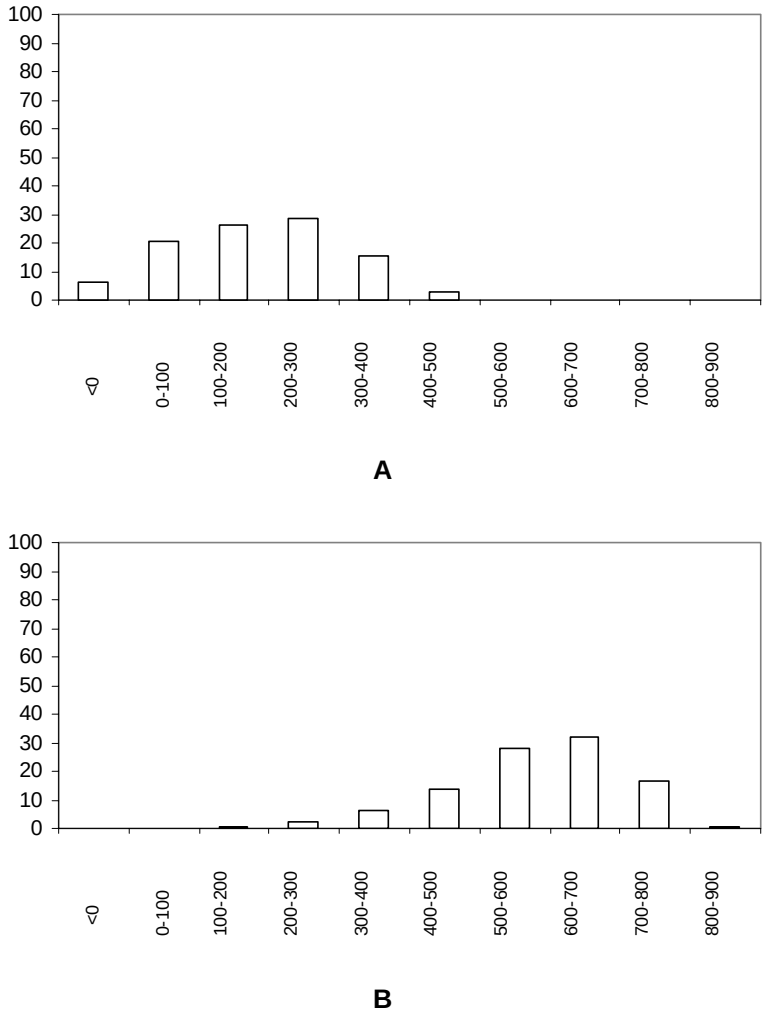


Figura 4.36 – Histogramas dos modelos de balanço radiativo: A- 3/2/1992 e B- 27/6/1998.

superfícies em que as perdas de energia são maiores, ou porque o albedo é superior ou por maior perda de calor, o que se vai traduzir num menor balanço radiativo. São os matos e os matos com rocha nua os que apresentam os valores menores de balanço radiativo. No entanto, podem ser superiores, uma vez que a exposição e o declive podem ter mais significado do que o uso do solo. Superfícies como as áreas urbanas, areias, estradas e rocha nua, que registam um albedo entre 10-20%, e uma maior perda de radiação infravermelha têm um balanço radiativo entre 500 e 700 Wm^{-2}.

Para concluir o tipo de superfície tem um papel importante no balanço radiativo; no entanto este é controlado essencialmente pela topografia e, em particular pela exposição, declive e altitude.

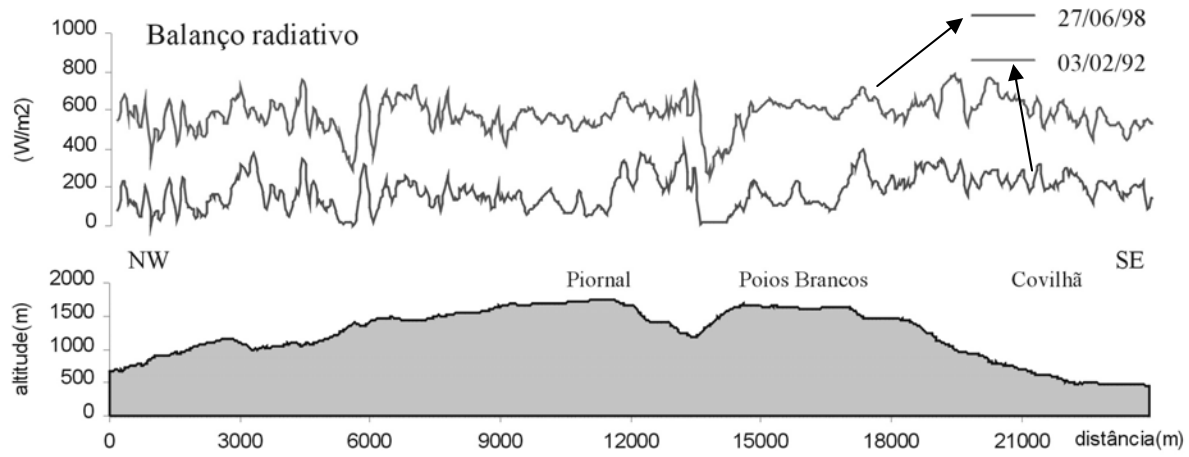


Figura 4.37- Variação do balanço radiativo ao longo do perfil topográfico do Piornal - Covilhã, com orientação NW-SE, para 3/2/92 e 27/06/98.

Se compararmos os valores do balanço radiativo das duas imagens ao longo de um perfil que atravessa os dois planaltos principais, o primeiro aspecto que se observa é que os balanços são diferentes, como seria de esperar, uma vez que a energia recebida pelas superfícies é superior no Verão (Fig. 4.37). A diferença média entre os píxeis ao longo dos planaltos é da ordem dos 400Wm^{-2}. O comportamento dos píxeis afasta-se mais nos sectores mais elevados dos planaltos que, na imagem de Fevereiro, estão cobertos de neve, o que contribui para um comportamento mais regular do balanço.

A topografia tem um papel determinante no balanço radiativo das superfícies, uma vez que basta uma pequena modificação do relevo para que o balanço radiativo se altere rapidamente, como resultado do efeito de sombra, ou da modificação da exposição ou do declive. Nas áreas à sombra, como acontece nas vertentes expostas a Norte, o balanço radiativo diminui drasticamente para valores próximos de zero em Fevereiro e da ordem dos 200Wm^{-2} em Junho. No que diz respeito à exposição, a radiação solar é mais favorável para exposições a Sul e Sueste, para a hora em que é registada a imagem. O declive das superfícies também tem um papel importante podendo contribuir para que as superfícies recebam mais ou menos energia, consoante o ângulo das superfícies com os raios solar está mais ou menos afastado os 90º.

A radiação solar incidente é uma componente decisiva no balanço e contribui para que este seja mais elevado no Verão, uma vez que a radiação solar incidente é mais intensa no Verão. Outro factor importante é o tipo de superfície, que vai influenciar o albedo e as perdas de calor, que contribuem para a diminuição do balanço radiativo. Este aspecto é muito importante na imagem de Inverno pois a presença de neve nos planaltos é responsável por

valores de balanço radiativo mais baixos e também, por um carácter mais uniforme deste nos planaltos.

Os modelos calculados para os elementos do balanço radiativo podem ser comparados de forma a compreender os factores explicativos mais importantes para cada um deles (Parlow 1998 e 2003 e Lopes e Vieira, 2001). Assim, se se comparar o balanço radiativo de 27 de Junho de 1998, com a temperatura da superfície, verifica-se que têm um comportamento diferente. Este aspecto observa-se através da comparação estatística entre os dois modelos. A correlação entre os dois modelos não é significativa e tem um coeficiente de correlação de 0,59. No entanto é uma correlação positiva, porque em ambas as imagens o factor determinante é a exposição. Apesar de no caso da temperatura da superfície a ocupação do solo ter também um peso importante, mesmo mais importante do que no caso do balanço radiativo. O balanço radiativo tem melhor correlação com a radiação solar incidente (r = 0,93), o que seria de esperar uma vez que a radiação solar incidente é determinante no balanço radiativo.

No que diz respeito ao albedo, é de salientar que este tem um comportamento inverso ao do balanço radiativo, sendo a correlação entre as duas imagens negativa (r = -0,58), uma vez que valores elevados de albedo contribuem para que o balanço radiativo seja mais baixo.

No que diz respeito à imagem de Fevereiro o balanço radiativo tem melhor relação com a radiação solar potencial. Estatisticamente a correlação entre os dois, é significativa e, tem um r^2 de 0,77 ($p<0,00$). A relação com a temperatura da superfície é menor (r=0,58) uma vez que a temperatura depende do tipo de superfície, isto é, do modo como a energia solar é absorvida. No que diz respeito à correlação do balanço radiativo com o albedo, ela é negativa (r=-0,69), o que é natural porque quanto maior é o albedo maior é a perda de energia solar.

4.4. ESTIMATIVA DO BALANÇO RADIATIVO PARA O MEIO-DIA SOLAR

Os resultados do balanço radiativo às 9h30min demonstram a importância, fundamentalmente da exposição aos raios solares, tal como Oke já tinha referido (p.175, 1987). No entanto, como o satélite regista somente às 9h30min locais, o que constitui uma limitação, uma vez que não possível observar o máximo de radiação na Serra. Para ultrapassar esse problema aplicou-se uma metodologia, em que a partir da radiação solar incidente e do balanço radiativo, calculado para as 9h30min, é possível estimar o balanço radiativo para qualquer hora do dia sem ser necessário recorrer às imagens de satélite (Parlow, 1996c).

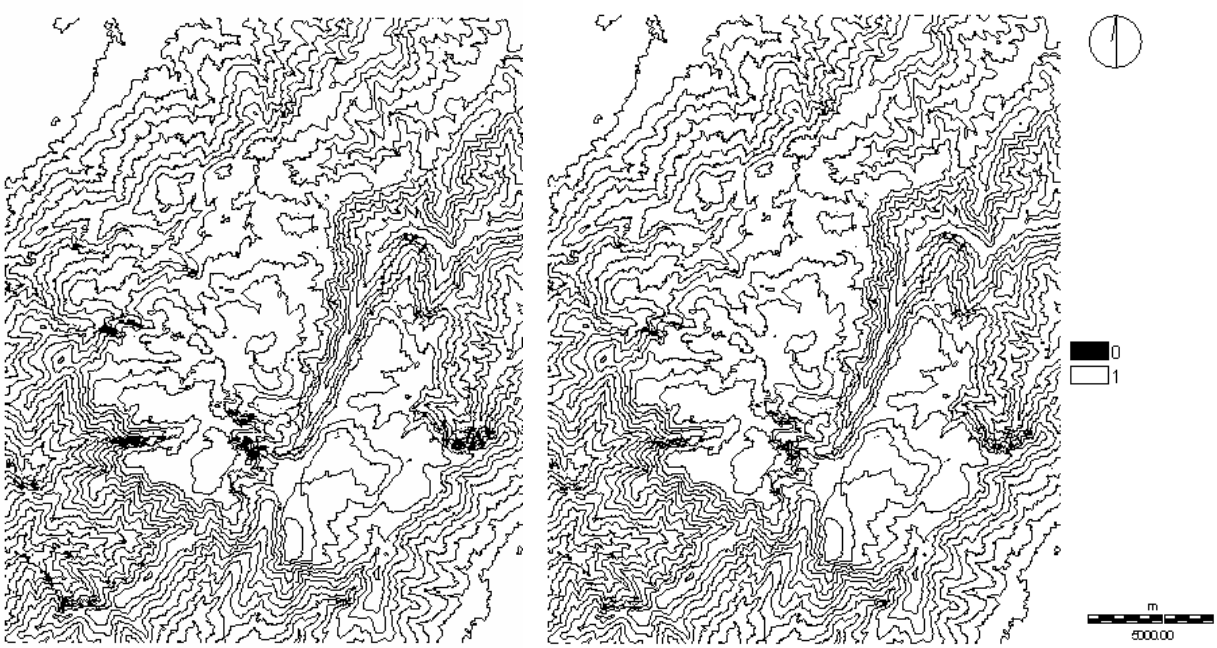
4.4.1. Estimativa do balanço radiativo para o meio-dia solar de 3 de Fevereiro de 1992

Para estimar o balanço radativo para o meio-dia solar, seguiu-se a metodologia proposta por Parlow (1996c), na qual se correlaciona o balanço radiativo com a radiação solar potencial, calculada para a mesma hora, isto é para as 9h30min. Se a correlação for significativa e elevada, podemos estimar o balanço radiativo para qualquer hora do dia com base no modelo da radiação potencial. Uma vez determinada a radiação solar potencial para a hora em que o Sol está mais alto, através da aplicação da equação da recta é possível estimar o balanço radiativo para o meio-dia solar.

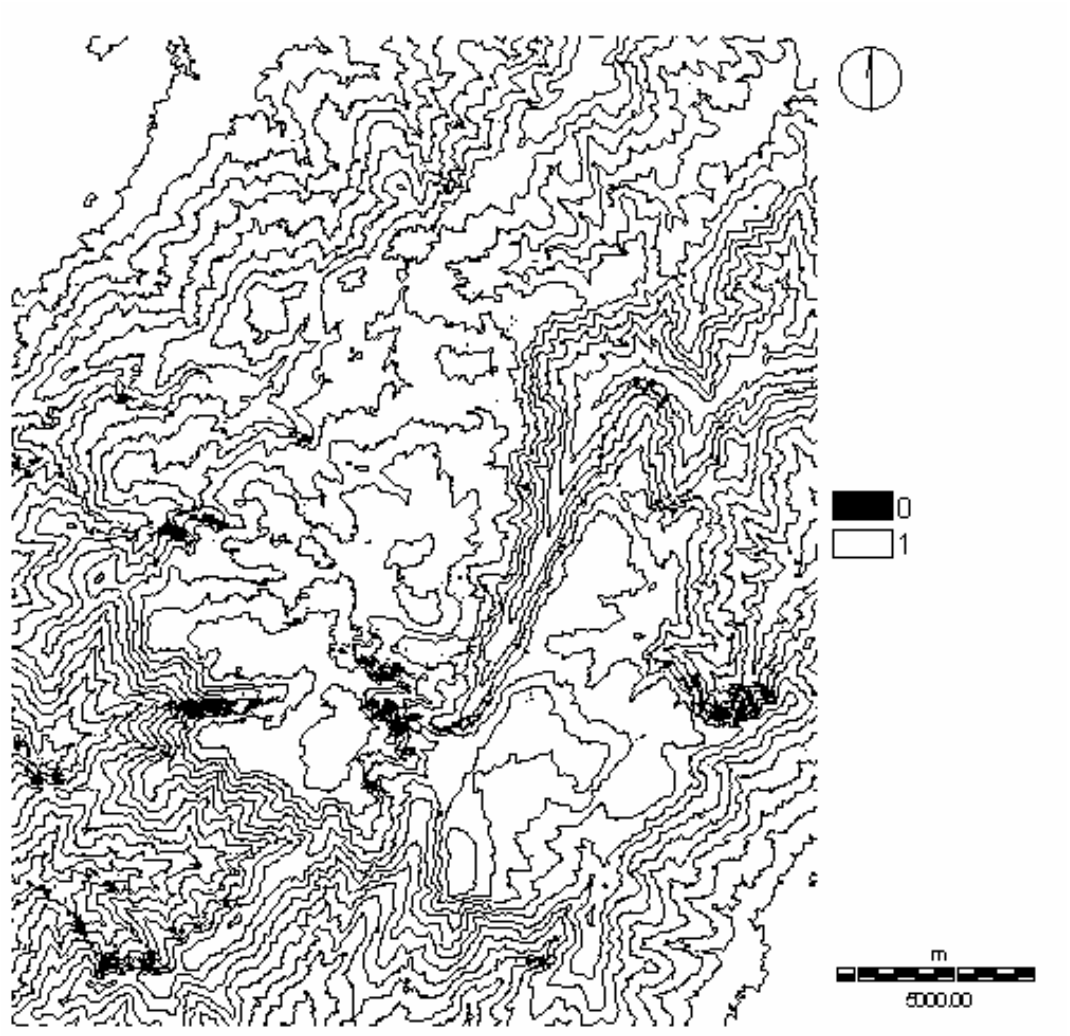
A correlação do modelo da radiação solar potencial para 3 de Fevereiro às 9h30min, com o do balanço radiativo para as 9h30min é significativa e, tem um coeficiente de 0,78 ($p<0,05$). Foi então, estimada a equação da recta ($y=213,22+1,10x$).

Seguidamente, foi calculada a radiação solar potencial para as 12h de 3 de Fevereiro de 1992, seguindo a metodologia proposta por Parlow (1996c) e por Vieira (2000), a primeira para determinar a irradiância solar e a segunda para calcular o efeito de sombra.

Para determinar o efeito de sombra construíram-se os mapas de ocultamento, auto-ocultamento e de sombra total (Fig. 4.38). Para este dia do ano, no entanto à hora em que o Sol está mais alto (32,7º) existem ainda áreas à sombra, nomeadamente nas vertentes com declive mais acentuado e expostas a Norte.



A B



C

Figura 4.38 - Modelos necessários para calcular as áreas à sombra para as 12h de 3/2/92 na Serra da Estrela: A - Áreas à sombra; B - Áreas em auto-ocultamento; C - Sombra total.

Utilizando a metodologia de Parlow (1996b) para o cálculo da irradiância, é necessário conhecer as áreas à sombra e determinar o *cosθ*, para depois se calcular a radiação de pequeno comprimento de onda difusa e directa. Os modelos foram calculados seguindo os passos já referidos neste capítulo.

No mapa do *cosθ* são visíveis as áreas à sombra, uma vez que estão representadas por valores negativos (Fig. 4.39). Neste modelo as vertentes expostas a Sul e Sueste, que formam com os raios solares um ângulo mais próximo de 90º, são as que vão receber maior intensidade de radiação solar.

Depois de calculado o *cosθ*, é possível estimar a radiação solar difusa que, no modelo tem valores de radiação que variam entre 60 e 78 Wm^{-2}, dependendo da altitude (Fig. 4.40).

No que diz respeito à radiação solar directa, esta varia entre os 0 e os 800 Wm^{-2}, registando-se os valores mínimos nas áreas à sombra e os máximos nas vertentes expostas a Sul e Sueste (Fig. 4.41). Da soma da radiação solar difusa e directa resulta a radiação potencial (irradiância). No total, todas as áreas recebem radiação solar de pequeno comprimento de onda mesmo as que se encontram á sombra, e que recebem radiação difusa que é reflectida pelo relevo envolvente e pelas partículas da atmosfera (Fig. 4.42). Como resultado, a radiação de pequeno comprimento de onda recebida varia entre os 60 e 880 Wm^{-2}.

Após os cálculos realizados para determinar a radiação solar potencial ao meio-dia é possível aplicar a equação da recta para estimar o balanço radiativo às 12h. No modelo, apesar do cálculo se realizar para a hora em que o Sol está mais alto, ainda existem, tal como já foi referido, áreas à sombra e, que apesar de receberem radiação de pequeno comprimento de onda, esta não é suficiente para compensar as perdas de calor (radiação de grande comprimento de onda, Fig. 4.43).

O balanço radiativo varia então, entre -4 Wm^{-2}, que se registam em algumas áreas à sombra e 720 Wm^{-2} nas vertentes expostas a Sul e Sueste, constituindo estas as superfícies que recebem maiores quantitativos de radiação solar incidente (Fig. 4.43). Os planaltos da Serra têm um balanço que varia entre 300 e 400 Wm^{-2} dependendo de pequenas variações na exposição ao Sol e do tipo de superfície. No entanto, o mesmo tipo de superfície com diferente exposição pode ter um balanço radiativo diferente, por exemplo a rocha nua num sector plano têm em média um balanço de 400 Wm^{-2}, mas se estiver ligeiramente exposta a Sul o balanço sobe para 600. O que significa que só podemos comparar o mesmo tipo de superfícies para a mesma exposição. Nos sectores planos do planalto as áreas com prados têm um balanço de cerca de 400/450Wm^{-2}. As áreas com matos já têm um balanço ligeiramente superior 450 Wm^{-2} e, as com rocha nua e com grânulos têm um balanço 350/400 Wm^{-2}. Tal

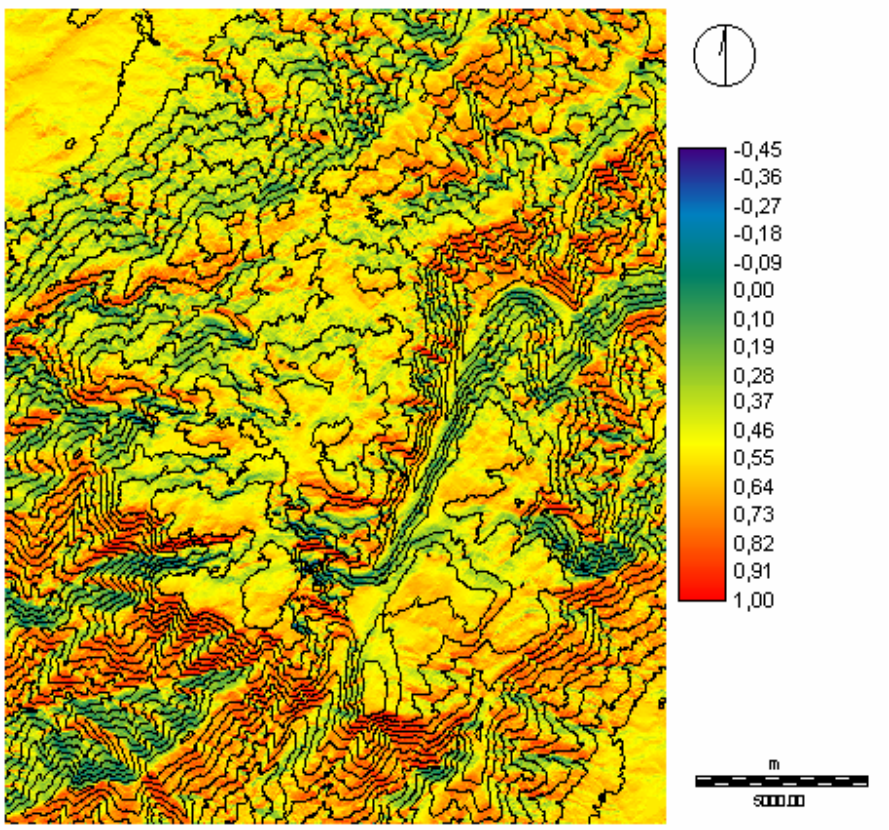


Figura 4.39 – *Cosθ* para as 12h de 3/2/92 na Serra da Estrela

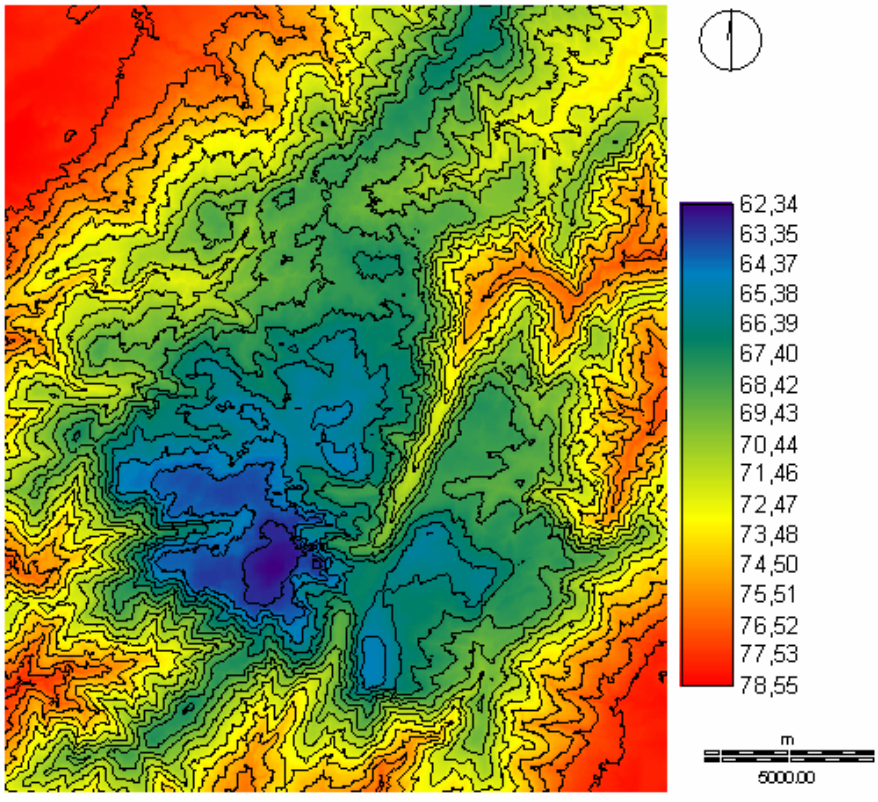


Figura 4.40 – Radiação solar difusa calculada para as 12h de 3/2/92 na Serra da Estrela (em Wm^{-2}).

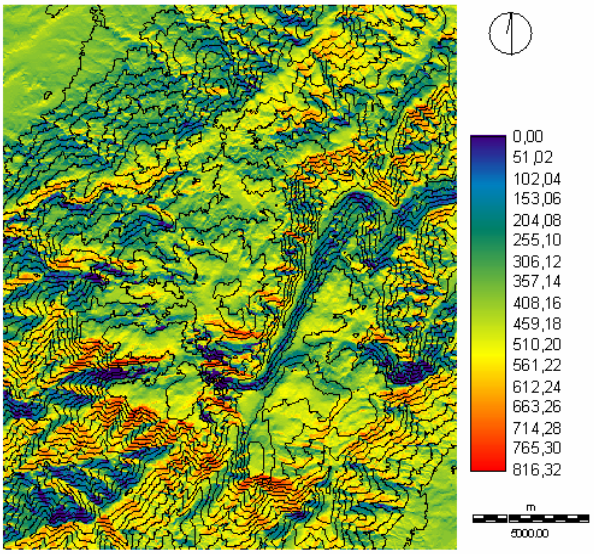


Figura 4.41 – Radiação solar directa, para as 12h de 3/2/92, na Serra da Estrela (em Wm^{-2}).

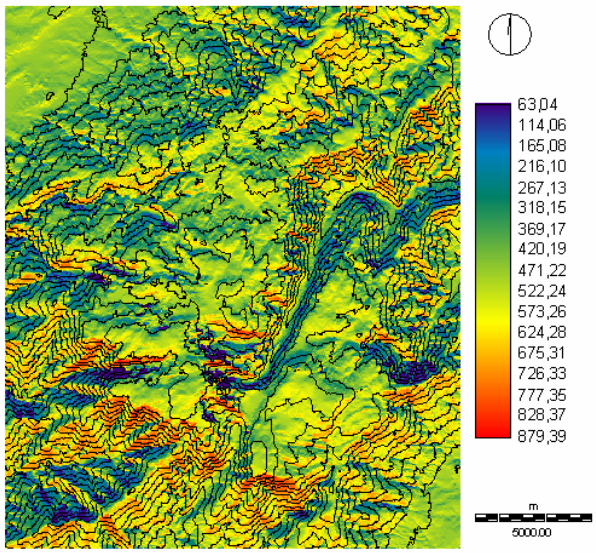


Figura 4.42 - Radiação solar potencial, para as 12h de 3/2/92, na Serra da Estrela (em Wm^{-2}).

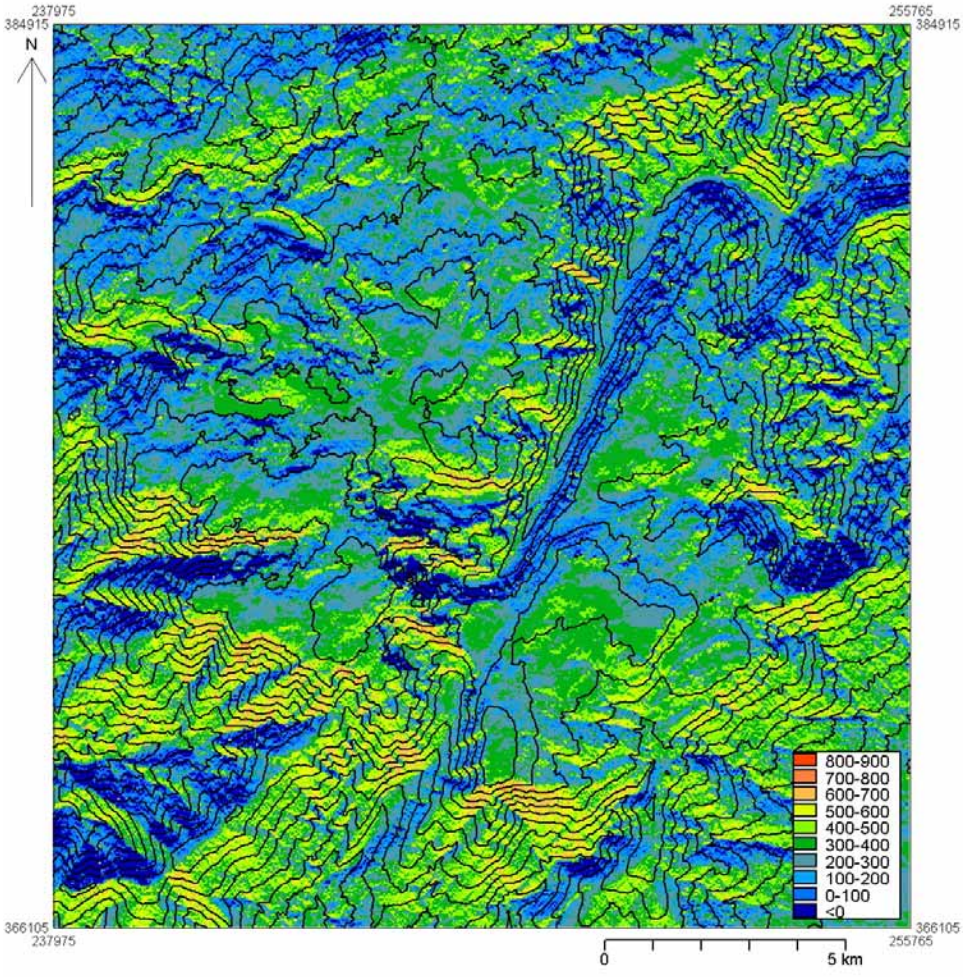
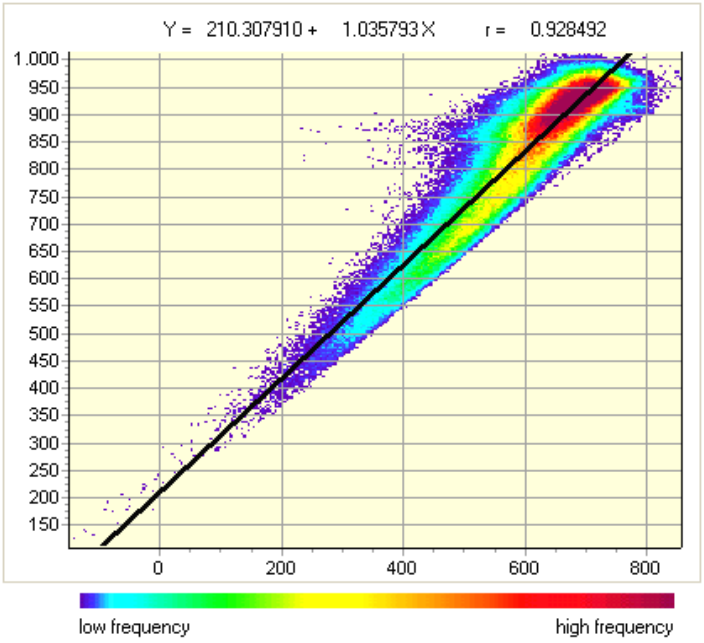


Figura 4.43 - Balanço radiativo estimado para a Serra da Estrela para as 12h do dia 3 de Fevereiro de 1992 (em Wm^{-2}).




```
Regression Parameters:

X axis: balradl030jun
Y axis: radpotl030jun

Coeff. of Det.          =     86.21 %
Std. Dev. of X          =     98.966298
Std. Dev. of Y          =    110.403354
S.E. of Estimate        =     40.998522
Std. Error of Beta      =      0.000645
t Stat for r or Beta    =   1604.967313
t Stat for Beta <> 1    =     55.462130
Sample Size (n)         = 412050
Apparent df             = 412048
```

Figura 4.44 – Equação da recta de regressão entre o balanço radiativo e a radiação solar potencial para as 9h30min do dia 27 de Junho de 1998.

como já foi referido, os valores mais baixos no balanço radiativo podem dever-se ao elevado albedo das superfícies (perda de radiação de pequeno comprimento de onda) e, à temperatura da superfície relativamente mais alta (perda de calor).

4.4.2. Estimativa do balanço radiativo para o meio-dia solar de 27 de Junho de 1998

No que diz respeito à correlação entre a radiação solar potencial e o balanço radiativo para as 9h30min de 27 de Junho, ela é elevada e significativa ($r^2 = 0,86$; $p<0,05$), principalmente para os valores de radiação mais elevados (Fig. 4.44).

De seguida, calculou-se a radiação solar potencial para as 12 horas. Seguiu-se, como anteriormente a metodologia proposta por Parlow (1996b), tendo-se para isso, calculado o *cosθ*, a radiação directa, a radiação difusa e finalmente a radiação solar potencial para as 12 horas (Figs. 4.44, 4.45, 4.46 e 4.47).

Como seria de esperar a radiação solar directa recebida é mais elevada do que às 9h e 30 min. As áreas planas e as vertentes expostas a Sul e Sueste são as que recebem maior radiação directa (Fig. 4.45). No que diz respeito à radiação difusa esta é ligeiramente superior às 12 horas e apresenta o mesmo comportamento observado na imagem das 9h30min (Fig. 4.46).

Em relação à radiação solar potencial, a área de estudo recebe às 12h maior intensidade de radiação do que recebia às 9h30min (Fig. 4.47) e, as áreas planas são as que recebem mais radiação. No entanto a esta hora, passam a ser as vertentes expostas a Sueste e Sul e, não as expostas a Este que recebem mais radiação. É interessante notar que nos vales com a

orientação N-S ou NE-SW (como é o caso do vale do Zêzere até Manteigas) as vertentes expostas a oriente e a ocidente recebem, praticamente a mesma radiação. Tal como refere Oke (1987), ao meio-dia solar verifica-se uma situação simétrica entre as vertentes expostas a Este e a Oeste. Também, neste modelo, os valores mais baixos de radiação observam-se nas vertentes expostas a Norte, uma vez que não recebem radiação solar directa, limitando-se a receber radiação solar difusa.

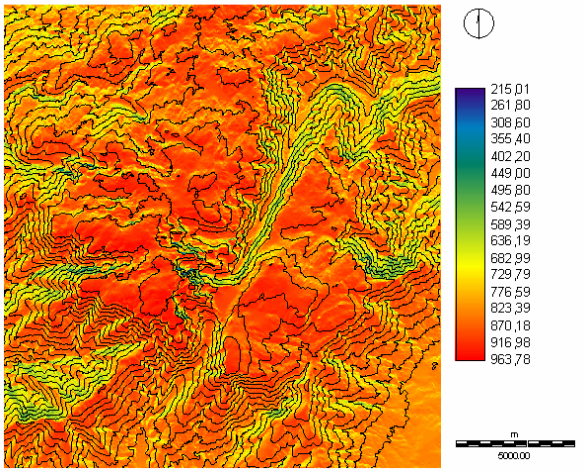


Figura 4.45 - Radiação solar directa potencial para as 12h de 27 de Junho de 1998 (em Wm^{-2}).

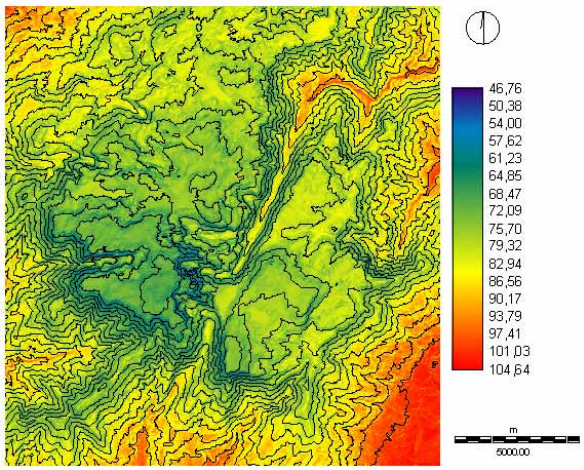


Figura 4.46 - Radiação solar difusa potencial para as 12h de 27 de Junho de 1998 (em Wm^{-2}).

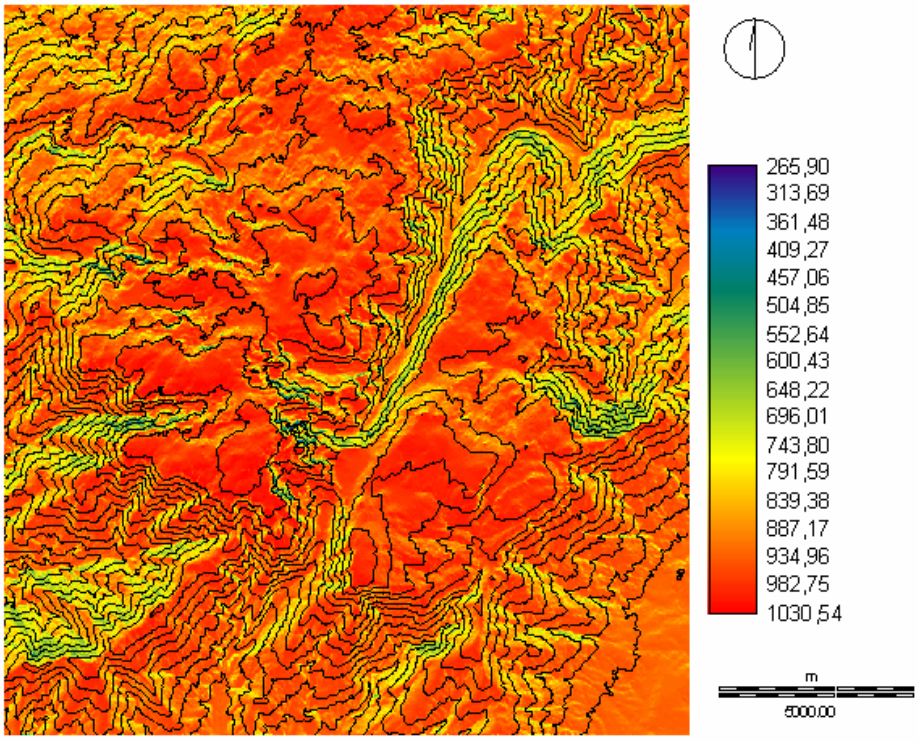


Figura 4.47 – Radiação solar potencial para as 12h de 27 de Junho de 1998 (em Wm^{-2}).

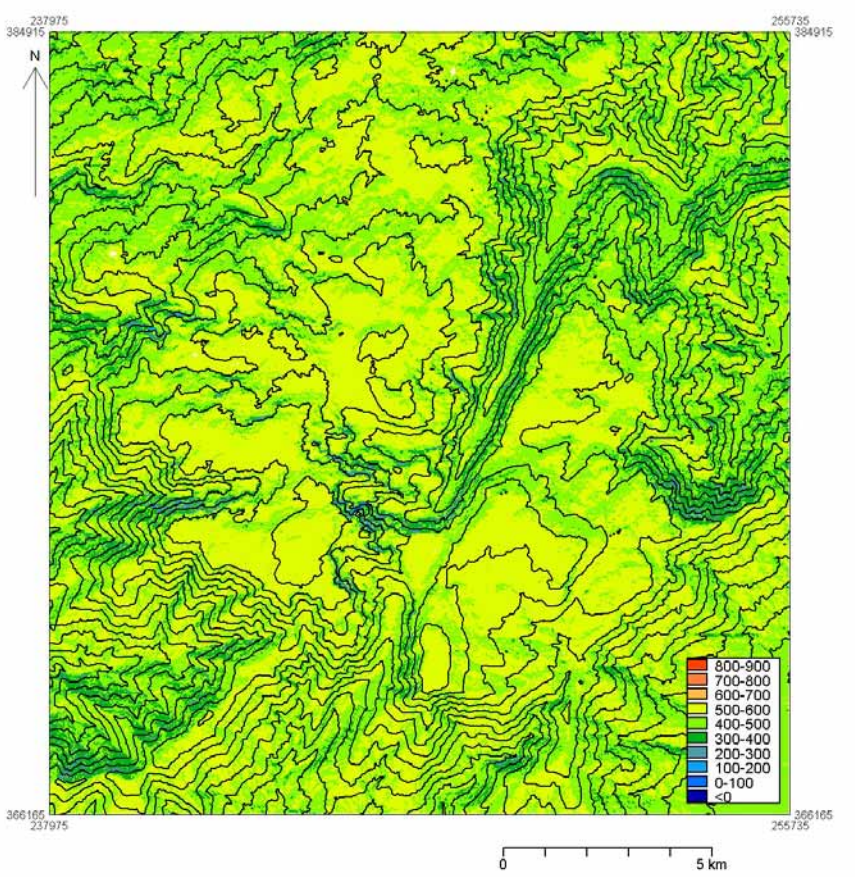


Figura 4.48 - Balanço radiativo estimado para as 12h do dia 27 de Junho de 1998 (em Wm^{-2}).

O balanço radiativo estimado para as 12h variou entre $54Wm^{-2}$ e $796Wm^{-2}$ (Fig. 4.48). Neste modelo os valores máximos de balanço radiativo são próximos do balanço calculado para as 9h30min, no entanto, de uma forma geral, o balanço de radiação recebido na área é superior e tem uma distribuição mais uniforme. Por exemplo, as áreas com menor balanço, cerca de $300Wm^{-2}$ às 12h, tinham às 9h 30min $200Wm^{-2}$.

No modelo das 12h a amplitude dos valores do balanço radiativo é menor e, a maior parte da área (89%) tem um balanço positivo que varia entre os 400 e os $600Wm^{-2}$. As superfícies planas e as vertentes com declive inferior a 20º, com exposição a Sul, Sudeste e Sudoeste são, as que têm um balanço radiativo mais elevado. A vertentes com exposição a Norte, Noroeste e Nordeste e, as superfícies com declive, superior a 50º, têm um balanço menor (entre 50 e $200Wm^{-2}$). Neste modelo a exposição e o declive das superfícies são os factores que influenciam mais o balanço radiativo das superfícies. Salienta-se que, não é tão nítida a influência da ocupação do solo. Por exemplo as superfícies de rocha nua e os matos são a que têm maior representação na Serra, e tanto podem ter valores de balanço elevados como mais baixos. Apesar disso, verifica-se que as superfícies com maior balanço radiativo são as que possuem uma maior cobertura vegetal.

4.5. A INFLUÊNCIA DA NEVE NO BALANÇO RADIATIVO DOS PLANALTOS DA SERRA DA ESTRELA NUMA MANHÃ DE INVERNO.

A análise de imagens de satélite de Inverno em áreas de montanha permite calcular o balanço radiativo da superfície, que é uma componente importante para determinar o regime térmico, os fluxos de energia no solo e da dinâmica crionival.

Para compreender a relação entre os elementos do balanço radiativo observaram-se e compararam-se, os valores registados nos modelos ao longo de dois perfis, construídos nos dois planaltos (Mora e Vieira, 2004, Fig. 4.49).

Antes de começar a análise dos perfis é importante salientar que se tratam de valores instantâneos, para a hora a que passa o satélite, no entanto representam as condições típicas de Inverno com neve no solo, e que por ser de manhã a fusão da neve é fraca.

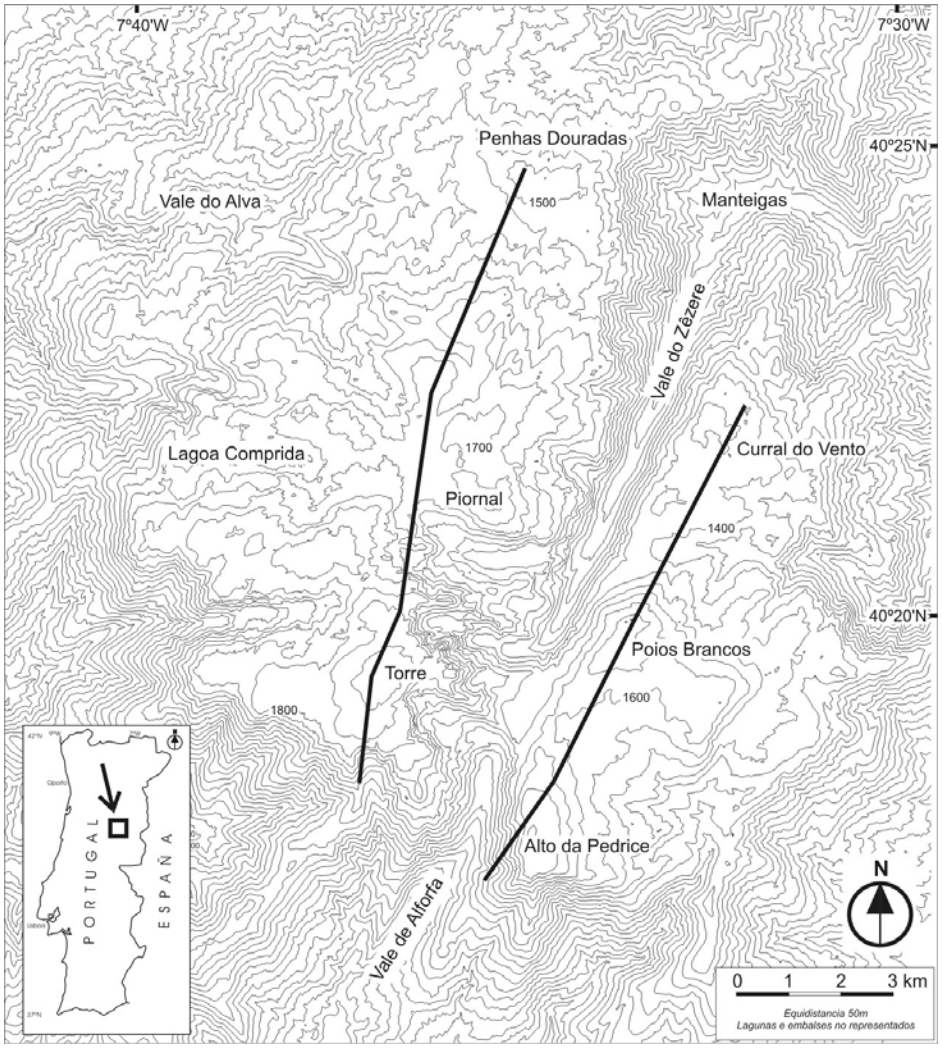


Figura 4.49 - Localização dos perfis topográficos para o estudo da distribuição da neve, situados entre a Torre e as Penhas Douradas e o Alto da Pedrice e o Curral do Vento.

Excluindo os locais com sombra, nos perfis estudados a radiação solar incidente varia entre os 60 e 690 Wm^{-2} (Figs. 4.50 e 4.51). Os valores inferiores encontram-se nas vertentes expostas a Norte, com declive moderado. Por exemplo no perfil do Alto da Pedrice-Curral da Nave, a vertente dos Poios Brancos exposta a Norte e no caso do perfil Torre-Penhas Douradas a vertente com declive suave do sector norte do Alto da Torre. No primeiro caso, a sua altitude, que varia entre os 1665m e 1370m e, a exposição são responsáveis por uma elevada dispersão da radiação solar incidente, diminuindo os valores por unidade de superfície. Essa é uma das principais causas para a manutenção de neve nessa superfície. Os máximos de radiação solar incidente ocorrem nas poucas vertentes expostas a Sul e Sudeste, pois nestes planaltos escalonados dominam as exposições a Norte. O carácter predominantemente plano do relevo traduz-se em valores relativamente regulares de radiação solar incidente, que rondam os 350Wm^{-2}.

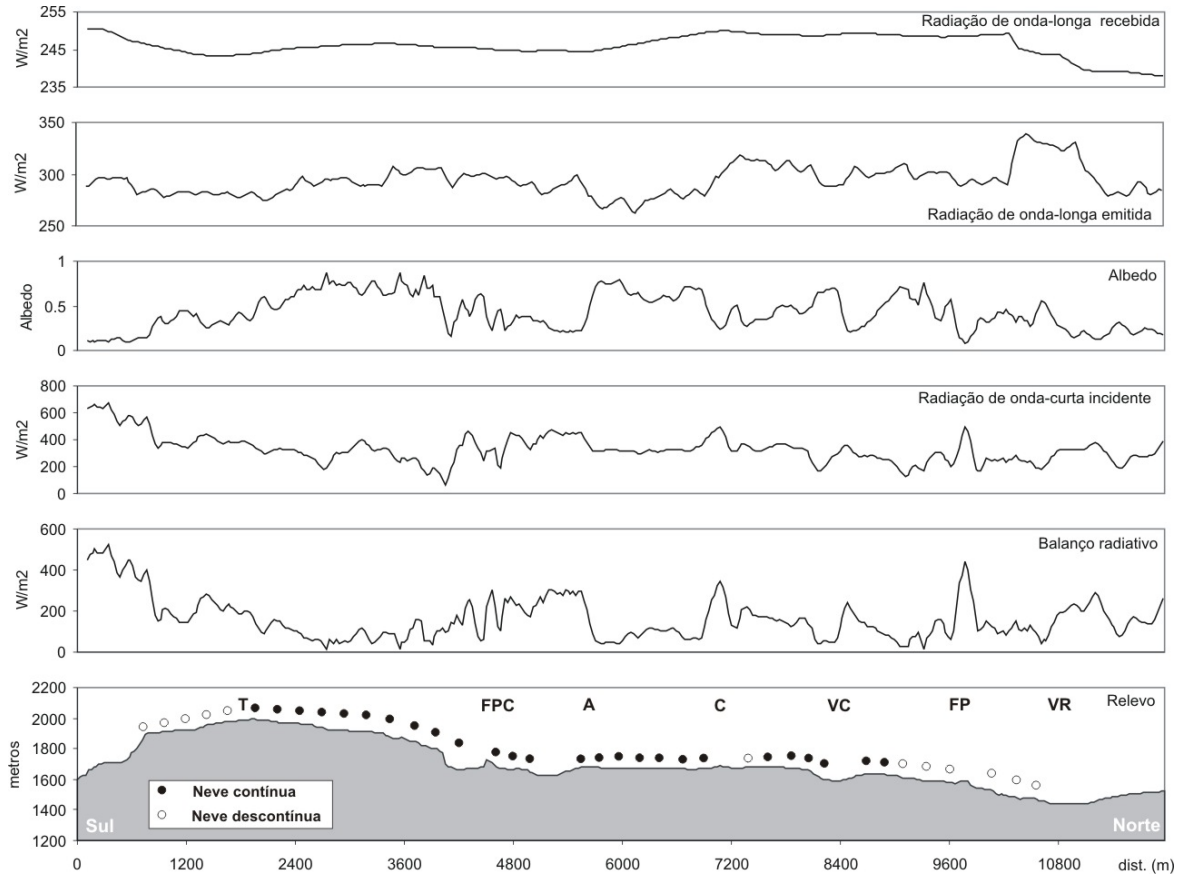


Figura 4.50 – Elementos do balanço radiativo no perfil do Alto da Torre - Penhas Douradas a 2 de Fevereiro de 1992, às 9.30h (A - Azimbres, C - Conchos, FP - Fraga das Penas, FPC - Fragão do Poio dos Cães, T - Torre, VC- Vale do Conde e VR- Vale de Rossim).

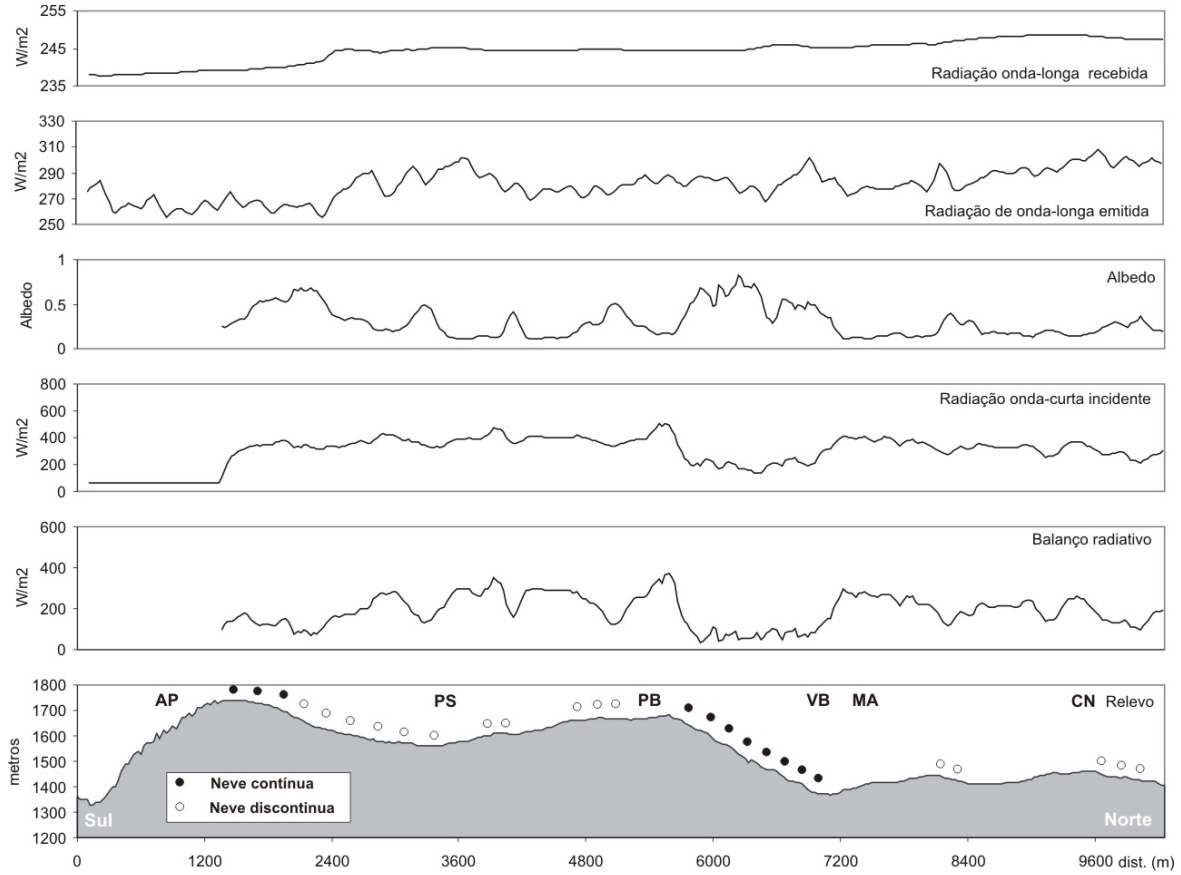


Figura 4.51 – Elementos do balanço radiativo no perfil do Alto da Pedrice - Curral da Nave a 2 de Fevereiro de 1992, às 9.30h (AP - Alto da Pedrice, CN - Curral da Nave, MA - Malhada Alta, PB - Poios Brancos, PS – Penhas da Saúde e VB - Vale de Beijames).

No que diz respeito ao albedo, este apresenta valores muito variáveis, entre 0,1 e 0,8 (Figs. 4.50 e 4.51). As maiores variações estão relacionadas com a presença ou ausência de neve, a qual origina os valores mais altos, ou seja, tipicamente acima de 0,4 (Barry, 1992 e Oke, 1987). O albedo nesta imagem de Inverno, permite avaliar directamente a distribuição da neve. Como se pode comprovar, a exposição a Sul é determinante para o padrão de fusão da neve observado. A altitude é também um factor evidente no controlo que exerce sobre a neve, como se observa pela comparação dos perfis.

Os valores de radiação de grande comprimento de onda emitida variam entre 250 e 340 Wm^{-2}, apresentando por isso uma pequena amplitude (Figs. 4.50 e 4.51). Os valores mais baixos parecem associados aos locais de maior altitude, onde a cobertura de neve é fraca, como é o caso do sector sul do Alto da Torre e junto a Azimbres e no Alto da Pedrice. Tratam-se de sectores altos, onde o vento forte contribui para diminuir a temperatura da superfície. Nas áreas com cobertura de neve contínua, e provavelmente mais espessa, com maior albedo, apresentam emissões intermédias de radiação de grande comprimento de onda . Por outro lado, os valores superiores estão confinados nos sectores mais baixos dos planaltos, onde não há neve e as temperaturas do solo são mais altas.

A radiação infravermelha incidente, apresenta variações espaciais muito reduzidas e regulares, que não são significativas nas variações espaciais do balanço radiativo, variando os valores entre 235 e 250 Wm^{-2} (Figs. 4.50 e 4.51).

O balanço radiativo no momento em que foi registada a imagem de satélite é sempre positivo nos planaltos, no entanto existem grandes variações espaciais (Figs. 4.50 e 4.51). Os valores mais baixos (20-200 Wm^{-2}) surgem nas zonas com mais neve, independentemente do declive das superfícies topográficas. Este aspecto é muito claro nos valores registados no sector norte do Alto da Torre, nos Poios Brancos e em Azimbres. O albedo da neve é um factor determinante nos valores registados. Por outro lado, os valores maiores do balanço radiativo (300-500 Wm^{-2}) situam-se em particular nas vertentes expostas a Sul e Sueste, porque têm um albedo inferior, uma vez que a cobertura de neve não é contínua. As áreas mais planas dos planaltos, cobertas por neve, apresentam valores intermédios de balanço radiativo, que rondam os 230Wm^{-2}. Este aspecto vai reflectir-se na grande regularidade dos registos, principalmente no planalto oriental, onde a altitude é inferior e a neve é mais escassa. É também interessante notar a ocorrência de picos com valores de balanço radiativo elevados, nas convexidades dos planaltos, ou seja, que ocorrem no meio de zonas com balanço radiativo mais baixo. Isso acontece porque as convexidades, são locais muito expostos ao vento, que ficam sem neve primeiro do que as zonas envolvente.

Para concluir, a análise comparativa dos dois perfis elaborados nos planaltos, permitiu identificar vários aspectos relativos à distribuição da neve, que consiste numa variável muito importante quando se pretende estudar o regime térmico do solo. Como seria de esperar a radiação solar incidente apresenta muitas variações espaciais e parece ser o principal factor que controla a fusão da neve durante os dias anteriores à imagem. O padrão de distribuição da neve é típico de dias com elevada insolação. Por outro lado, as observações de campo mostram que quando a fusão da neve apresenta um padrão mais regular em função da altitude, trata-se de um controlo exercido pela pluviosidade; situações que ocorrem também no Inverno. O efeito da neve sobre as temperaturas da superfície reflecte-se também, na radiação infravermelha emitida, coincidindo os valores mais baixos com as áreas dos planaltos onde a neve é mais reduzida.

O albedo da neve é determinante no balanço radiativo, mas onde esta não cobre o solo, a exposição ao Sol vai traduzir-se em valores muito elevados de radiação absorvida. Um aspecto interessante é o elevado balanço radiativo nas convexidades dos planaltos, que forma ilhas em vastas áreas dominadas por valores baixos.

4.6. INFLUÊNCIA DA TOPOGRAFIA, EXPOSIÇÃO E OCUPAÇÃO DO SOLO NAS CARACTERÍSTICAS DO BALANÇO RADIATIVO

O trabalho desenvolvido com duas imagens de satélite Landsat 5TM de Inverno e de Verão permitiu a caracterização geral da Serra da Estrela no que diz respeito ao uso do solo e ao comportamento espacial dos elementos do balanço radiativo. Estes são fundamentais para compreender os fluxos energéticos entre a atmosfera, o solo e a vegetação. Os modelos para uma manhã de Verão e outra de Inverno permitiram avaliar a importância do uso do solo para o balanço radiativo, mas evidenciaram que devido ao relevo acidentado da Serra da Estrela, é a topografia que vai exercer o papel preponderante, principalmente pela sua importância na radiação solar incidente.

No dia 3 de Fevereiro às 9h30 o balanço radiativo na Serra da Estrela variou entre -85Wm^{-2} e 586Wm^{-2}. Os valores negativos registaram-se nas vertentes expostas a Oeste e Noroeste, que àquela hora estavam à sombra. Este aspecto é muito interessante, e mostra o efeito que a sombra, quer seja pelo auto-ocultamento, quer a causada pelos obstáculos, gera, originando balanços radiativos deficitários. Estes balanços mantêm-se ao longo de todo o dia nas vertentes declivosas expostas a norte, possibilitam a manutenção do solo gelado durante períodos longos. Um caso interessante, é a vertente do sul do vale do Zêzere no sector do Poio do Judeu, onde no Inverno se observa a manutenção de gelo na estrada durante períodos muito longos. A aplicação dos dados do balanço radiativo em ambiente SIG permite, por exemplo, modelizar a distribuição destes troços de estrada mais frios, identificando os sectores mais críticos. O mesmo tipo de abordagem pode ser utilizado quando se planeiam novos traçados de estradas em regiões de montanha. No que respeita às áreas com balanço positivo, os valores mais elevados foram registados nas vertentes com declive superior a 30º, e com exposição a Sul e a Sueste. Nos planaltos, é visível a influência do elevado albedo da neve na redução dos valores do balanço radiativo, que permanece inferior a 200Wm^{-2}.

No dia 27 de Junho de 1998 às 9h30, o balanço radiativo na Serra da Estrela variou entre 100 e 900Wm^{-2}. Os valores mais elevados foram registados nas vertentes expostas a Este e a Sudeste. As áreas com vegetação registaram os valores mais elevados de balanço radiativo (floresta com 800-900Wm^{-2}, e matos e prados com 700-800Wm^{-2}), enquanto os valores mais baixos se observam nas vertentes expostas a Oeste e a Noroeste (entre 100 e 600Wm^{-2}) e no caso do declive ser acentuado, podem registar um balanço ainda mais baixo (100Wm^{-2}). Isso acontece, por exemplo, nas vertentes norte do Cântaro Gordo e da área da Lagoa Comprida, onde o declive é acentuado.

Quando se comparam os valores do balanço radiativo de Verão e Inverno ao longo de um perfil que atravessa os dois planaltos principais da Serra da Estrela, verificou-se que as maiores diferenças ocorrem nos sectores a maior altitude nos planaltos, principalmente devido à presença de neve no solo em Fevereiro. De resto, em ambas as imagens a **topografia tem um papel determinante no balanço radiativo**, uma vez que basta uma pequena modificação do relevo para que o balanço radiativo se altere rapidamente, como resultado do efeito de sombra, ou da modificação da exposição e do declive.

Outro resultado interessante diz respeito à c**orrelação entre o balanço radiativo, o albedo, a temperatura da superfície e a irradiância**, tanto na imagem de Fevereiro como na de Junho. O balanço radiativo tem melhor correlação com a radiação solar incidente, principalmente no Verão, mas esta diminui no Inverno devido ao elevado albedo da neve. A elevada correlação entre o balanço radiativo e a irradiância permitiu estimar o balanço radiativo para as 12h, em ambas as datas, a partir da aplicação de uma regressão linear, uma vez que a hora a que é obtida a imagem não é a ideal para estudos climáticos. Dos resultados destaca-se a importância da exposição e do declive. O tipo de superfície também é importante, nomeadamente a presença de neve, responsável por valores mais baixos de balanço radiativo nos planaltos. Na imagem de Verão, o balanço é espacialmente mais uniforme, porque a altura do Sol é maior. As superfícies com um balanço mais elevado são as expostas a Sul e as áreas planas. Nos vales com direcção N-S ou NE-SW (como é o caso do vale do Zêzere a montante de Manteigas), as vertentes expostas a oriente e a ocidente recebem praticamente a mesma radiação. Os valores mais baixos de radiação, às 9h30min e ao meio-dia observam-se nas vertentes expostas a Norte.

A aplicação da metodologia proposta por Parlow (1996c) para o cálculo do balanço radiativo ao longo do dia a partir de regressão simples usando uma imagem de satélite, embora tenha naturalmente limitações nos valores absolutos obtidos, torna-se particularmente útil para conhecer o **padrão espacial dos balanços**, e tentar assim encontrar unidades com características espaciais uniformes. A abordagem efectuada no presente capítulo permite, assim, evidenciar áreas com comportamento idêntico: os planaltos, o flanco oriental da serra, o flanco ocidental, as vertentes expostas a Sul e as vertentes expostas a Norte. Os planaltos têm valores elevados de balanço radiativo, no entanto basta uma pequena modificação na exposição para os valores variarem. Apesar de serem planaltos, na realidade existem vários patamares, que vão contribuir para uma topografia mais complexa a uma escala de maior pormenor. No Inverno, porque o Sol está mais baixo, é mais visível a influência da exposição. Outro aspecto interessante é a **presença de neve**, que contribui para diminuir os valores de

balanço radiativo devido ao elevado albedo. Por outro lado, a cobertura contínua de neve, induz também a homogeneização dos valores do balanço radiativo nos planaltos. **Os flancos ocidental e oriental da serra têm um comportamento simétrico**. Durante a manhã, o flanco oriental recebe mais energia e, à tarde, passa-se o mesmo com o ocidental. Do ponto de vista espacial, os extremos radiativos ocorrem entre as vertentes expostas a Sul e a Norte. Embora este facto seja óbvio e fácil de determinar através da aplicação de conceitos simples de geometria das vertentes, a utilização das imagens de satélite em conjunto com um modelo digital de terreno permitiu reconhecer os padrões espaciais, e é isso que introduz no método usado um elevado potencial para estudos de carácter geográfico.

Cabe ainda notar que, de uma forma geral, **no Verão as diferenças de balanço radiativo são menores do que no Inverno**, e como o Sol está mais alto, os valores são superiores nas áreas planas e para superfícies expostas a Sul e Sueste com declives menores a 20º. No Inverno o balanço é superior para declives superiores a 20º e para exposições a Sul e Sueste.

O **uso do solo** também tem importância no balanço radiativo, nomeadamente no que respeita à presença de vegetação, uma vez que quanto mais denso o coberto vegetal, maior é o balanço radiativo diurno, porque as perdas de radiação de grande comprimento de onda e de pequeno comprimento de onda são menores.

Certas consequências das diferenças do balanço radiativo serão referidas no capítulo 6 e os modelos obtidos a partir da análise das imagens de satélite serão usados para a **delimitação de unidades com clima local potencialmente igual** e para a determinação das características de cada uma.

CAPITULO 5

REGIMES DIÁRIOS E PADRÕES TÉRMICOS LOCAIS NOS PLANALTOS E NO ALTO VALE DO ZÊZERE

5.1. INTRODUÇÃO

A análise da distribuição espacial da precipitação e da temperatura do ar, realizada no capítulo 3, permitiu verificar a importância da topografia nessa distribuição, através do seu papel na modificação dos fluxos do vento e da altitude. No entanto, só foi possível utilizar a altitude nos modelos que estimam a distribuição da temperatura média e da precipitação média anual na serra. No capítulo seguinte, com o cálculo do balanço radiativo, ficou claro o papel da topografia e, em particular, da exposição e do declive, bem como do uso do solo, nos resultados finais.

Com este capítulo, pretende-se e estudar o regime e os padrões da temperatura do ar nos planaltos da Serra e no alto vale do Zêzere, com o objectivo de identificar os factores responsáveis pelas diferenças observadas e caracterizar os climas locais da serra. A análise foi efectuada com dados de 2000, registados em intervalos de 2h e de 5min. Começou-se por analisar a temperatura do ar para todo o período, na área dos planaltos e do vale do Zêzere, para identificar os principais tipos de regime e os padrões térmicos e estudar os factores meteorológicos e geográficos responsáveis por esses comportamentos. Depois, estudou-se o comportamento das temperaturas mínimas na Estrela durante o Inverno, para identificar os factores que influenciam a sua distribuição e variação na serra. Para analisar com maior pormenor o papel da topografia, nomeadamente a forma, declive e exposição das superfícies no regime da temperatura do ar estudou-se a área do Covão Cimeiro. Por fim, analisou-se a variação da temperatura do ar no vale do Zêzere ao longo de 4 dias, de céu limpo e vento

fraco, tendo-se estudado o arrefecimento nocturno, a drenagem e a acumulação de ar frio no vale, bem como, a distribuição diurna da temperatura no vale, e a influência da exposição das vertentes no campo térmico diurno.

5.2. CARACTERÍSTICAS DOS POSTOS TERMOMÉTRICOS

Partindo do principio que um dos objectivos deste trabalho é estudar a influência da topografia nos padrões e regimes térmicos, de forma a conhecer com detalhe a variação espacial e temporal das temperaturas do ar, é fundamental dispor de uma boa rede de recolha de dados da temperatura do ar. A importância da instalação da rede de registadores é tanto maior, porque só existe em funcionamento uma estação meteorológica a 1360m nas Penhas Douradas, o que é insuficiente para a fornecer a informação necessária ao nível dos estudos do clima local.

Assim, o presente estudo foi realizado fundamentalmente com base na monitorização da temperatura do ar, com intervalos de registo curtos e usando uma rede de estações densa. Os registadores automáticos da temperatura do ar foram instalados, em posições topográficas diferentes, de modo a documentar as principais características dos planaltos e vales interiores da Serra da Estrela

Os registadores de temperaturas do ar, que designamos por postos termométricos, foram adaptados para os objectivos propostos no laboratório do Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa (Vieira *et al*., 2000). Inicialmente também se instalou uma estação meteorológica[15] no Alto da Torre (1993m), numa área que está sob administração da Associação Cultural Amigos da Serra da Estrela, e que permitiu a utilização do espaço. No entanto, os dados recolhidos pela estação não chegaram a ser utilizados. Infelizmente, a estação não se encontrava preparada para a utilização em montanha, e foi danificada pelo vento no Inverno de 2000/01.

Os registadores automáticos baseiam-se no sistema de aquisição automática e registo de dados de 1 canal Tiny Talk II® da Gemini Data Loggers UK Ltd., disponíveis comercialmente a um custo relativamente baixo. A escolha do sistema Tiny Talk II® prende-se com a sua pequena dimensão, robustez e com os bons resultados com ele obtidos noutras áreas de trabalho sob condições meteorológicas particularmente rigorosas, como os Pirinéus, Serra Nevada e Antárctica (Ramos, 1995; Ramos *et al.*, 1998; Vieira *et al.*, 2000). A memória possibilita o armazenamento de 1800 dados, com intervalos de registo pré-programados usando o software OTLM 1.41®. Trata-se de um sistema de aquisição de 8 bits que regista a

[15] A estação foi transferida do Parque Natural da Arrábida. A sua aquisição foi financiada pelo *Deutscher Akademischer Austauschdienst* (DAAD), no âmbito de acções integradas luso-alemãs. Tratava-se de uma estação automática Lambrecht com um *Data Logger* ADLAS que recolhia dados, gravando-os em cartões de memória de 128kb. A estação possuía um termo-higrómetro, um anemómetro, um pluviómetro e um sensor de radiação solar. Os dados eram recolhidos com intervalos de 1 hora.

temperatura através de um termistor NTC100, com funcionamento entre -35ºC e 70ºC e com uma precisão máxima de 0,35ºC (Vieira *et al*, 2000). Os postos termométricos foram instalados num tubo de PVC a 1,20m de altura. O sistema foi desenhado de forma a permitir o arejamento, impedindo o aquecimento e arrefecimento dos materiais relativamente ao meio (Vieira *et al*., 2000, Fig 5.1).

Foram instalados 13 registadores automáticos de temperatura do ar em posições de fundo de vale e de interflúvio (Fig.5.2) e, sempre que possível, em áreas planas e abertas. A superfície onde foram instalados os postos é constituída por uma composição de rocha nua, grânulos e por vegetação rasteira. Os *dataloggers* foram programados para efectuar registos de temperatura em intervalos diversos. As séries de dados mais longas basearam-se em intervalos de 2 horas, mas quando se pretendeu estudar com detalhe áreas circunscritas, usaram-se intervalos de registo de 5 minutos. Por motivos de programação dos *dataloggers*, utilizou-se sempre a hora de Verão, e são esses os valores que são referidos no presente capítulo.

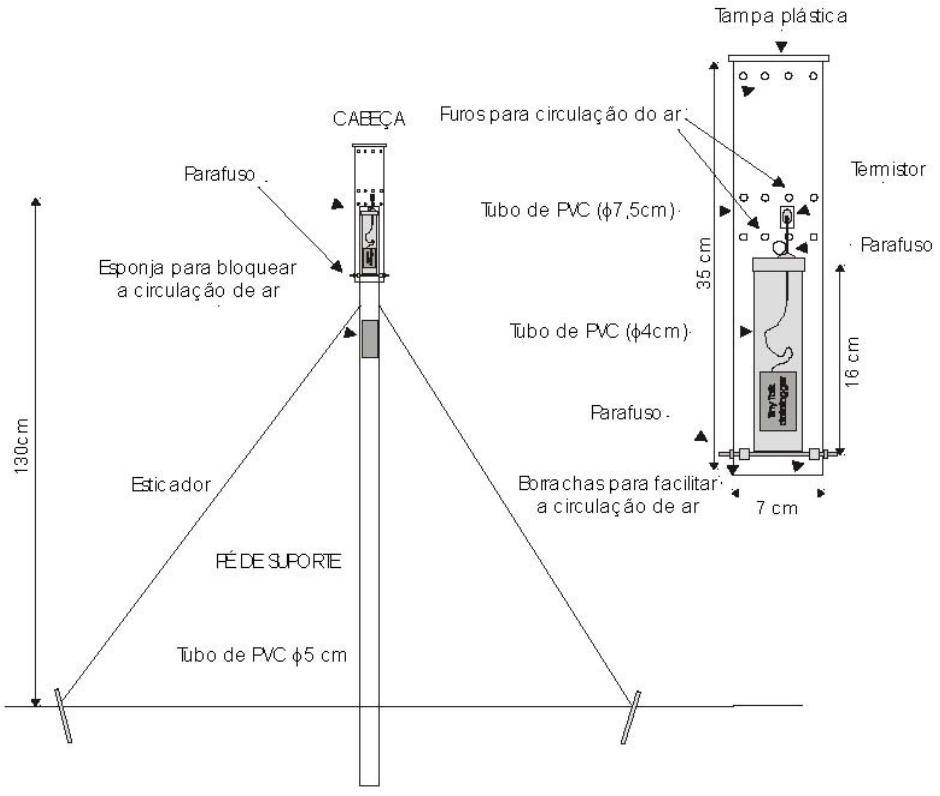


Figura 5.1 - Características da estação para monitorização da temperatura do ar (Vieira *et al.*, 2000).

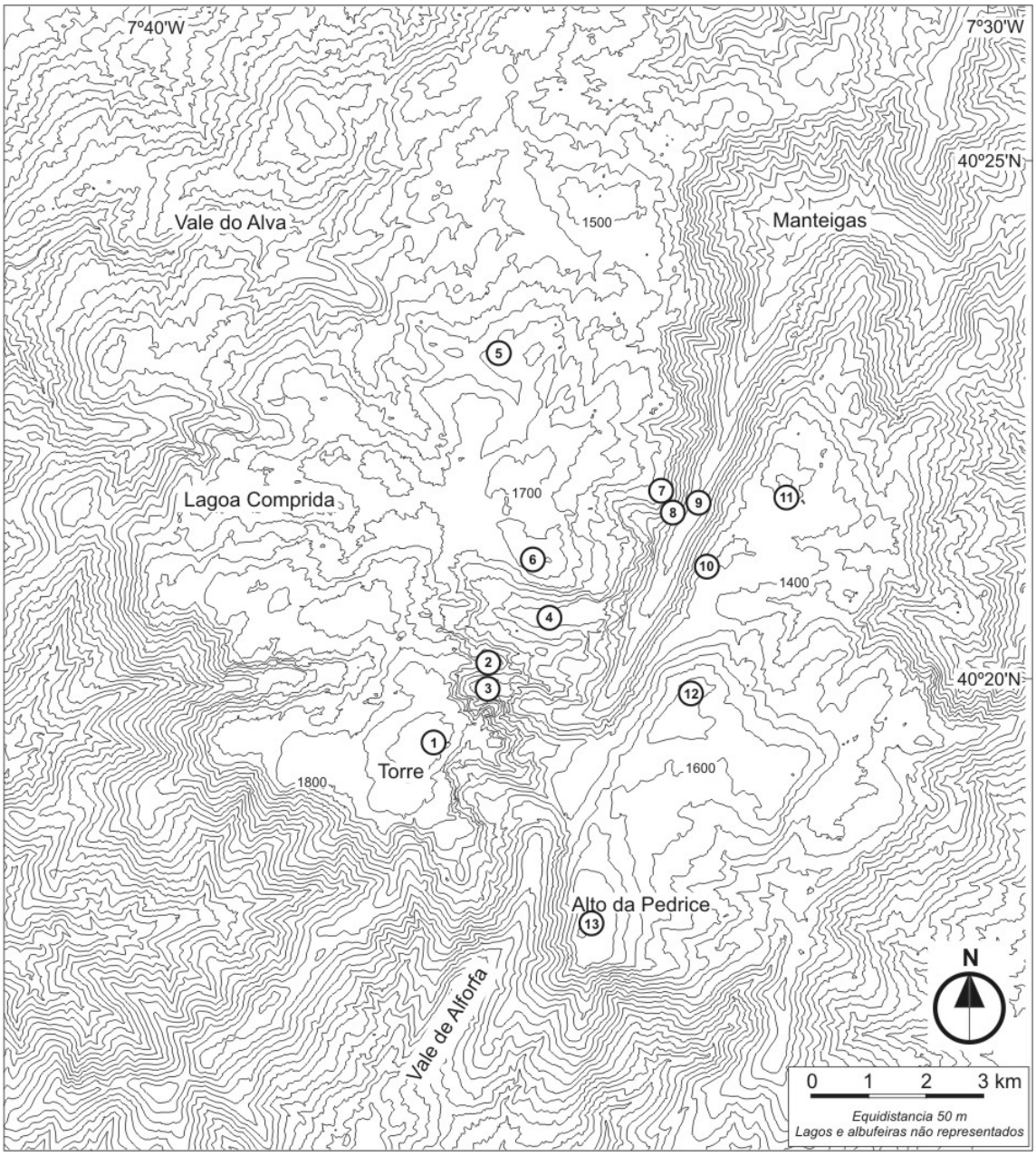


Figura 5.2 – Localização dos postos termométricos e da estação meteorológica da Torre. 1- Torre, 2 - Cântaro Gordo, 3 - Covão Cimeiro, 4 - Candieira, 5 - Fraga das Penas, 6 - Piornal, 7 - Zêzere estrada florestal, 8 - Zêzere meia-vertente, 9 - Vale do Zêzere - ASE, 10 - Zêzere Lagoa Seca, 11 - Curral da Nave, 12 - Poios Brancos, 13 - Alto da Pedrice.

5.2.1. Postos termométricos do Planalto Ocidental

O posto situado a maior altitude é o do Alto da Torre (nº1) e por isso o *sky view factor* é igual a 1. Está situado num espaço vedado em que a superfície é constituída por blocos de granito e por prados psicro-xerofíticos de altitude.

O posto do **Cântaro Gordo** (nº2) foi instalado no topo de uma crista alongada na direcção W-E, a 1875m de altitude. Até Abril de 2001 era o posto a maior altitude, e traduzia as condições do alto da serra. A superfície do Cântaro Gordo é constituída por matos de

Quadro 5.1 – Características dos postos termométricos.

Postos	Altitude	Latitude	Longitude	*Sky View Factor*	Características da superfície
Torre	1993	40º19'N	7º36'W	1	Prado cuminal xerofítico
Cântaro Gordo	1875	40º19'N	7º36'W	0,99	Mato de *Juniperus*
Piornal	1750	40º21'N	7º35'W	0,99	Mato de *Juniperus* e prado cuminal xerofítico
Fraga das Penas	1630	40º22'N	7º35'W	0,96	Mato de *Juniperus* e prado cuminal xerofítico
Covão Cimeiro	1620	40º19'N	7º35'W	0,69	Cervunal
Candieira	1420	40º20'N	7º35'W	0,75	Cervunal
Alto da Pedrice	1735	40º17'N	7º34'W	0,96	Matos de *Cytisus oromediterraneus*
Poios Brancos	1675	40º19'N	7º33'W	0,99	Mato de *Juniperus* e prado cuminal xerofítico
Curral Nave	1425	40º21'N	7º32'W	0,90	Matos de Giestais
Zêzere - ASE	1050	40º21'N	7º33'W	0,67	Matos de Giestais e cervunal
Zêz. Estr. Florestal	1270	40º21'N	7º33'W	0,75	Blocos de granito
Zêzere Lagoa Seca	1390	40º20'N	7º33'W	0,80	Área ardida com gramíneas e arbustos
Zêz. meia-vertente	1150	40º21'N	7º33'W	0,6	Calhaus e gramíneas com 50cm

Juniperus ou zimbrais rasteiros que crescem de forma prostrada, por adaptação aos ventos fortes e às tempestades de neve (Jansen, 2002; Quadro 5.1 e Fig. 5.3). O posto está situado no rebordo sul da crista e, o *sky view factor* é de 0,9, porque o Alto da Torre está a maior altitude e ocupa parte do horizonte. A Nordeste do Cântaro Gordo, próximo do limite do planalto da Torre-Penhas Douradas, a 1750m de altitude e em situação de interflúvio, instalou-se o posto do **Piornal** (nº6). A superfície é constituída por matos de *Juniperus* e por um prado cuminal xerofítico. O prado cuminal consegue suportar ambientes frios e secos e, por isso, pode também ser denominados por psicro-xerofíticos. A vegetação cuminal xerofítica preenche os espaços abertos entre os arbustos e os dois tipos de comunidades formam um padrão em mosaico (Jansen, 2002). A área é ampla e o *sky view factor* é de 0,9. No mesmo planalto, a 1630 m altitude, cerca de 6km para Norte dos outros postos, foi instalado o posto da **Fraga das Penas** (nº5). A áreas é constituída também por um mosaico de vegetação xerofítica e de matos de *Juniperus*. O sky view factor é inferior aos anteriores (0,96).

5.2.2. Postos termométricos de vale

Em dois vales encaixados no planalto instalaram-se mais dois postos de medição. Entre o Posto do Cântaro Gordo (nº2) e o Planalto, situa-se a 1620 m o do **Covão Cimeiro** (nº3), que foi instalado no fundo de um Circo Glaciário (Quadro 5.1 e Fig. 5.3). Trata-se, por isso, da

Alto da Torre
(vista para Noroeste)

Cântaro Gordo
(vista para Este)

Piornal
(vista para Noroeste)

Alto da Pedrice
(vista para Oeste)

Poios Brancos
(vista para Norte)

Fraga das Penas
(vista para Nordeste)

Figura 5.3 – Locais de instalação dos postos termométricos situados nos interflúvios (Alto da Torre - nº1; Cântaro Gordo - nº2; Piornal - nº6; Alto da Pedrice - nº13; Poios Brancos - nº12 e Fraga das Penas - nº5).

área em que o *sky view factor* é menor (0,6). O fundo do circo está rodeado por paredes, com comandos da ordem dos 300m, estando só aberto a Sudeste. A superfície da depressão está colonizada fundamentalmente por cervunal. No fundo do vale da Candieira a 1420m de altitude, entre a crista do Cântaro Gordo (nº2) e o Piornal (nº6) instalámos o posto da **Candieira** (nº4). O vale da Candieira tem orientação W-E e o escoamento faz-se para leste, convergindo para o Zêzere, vale com o qual contacta de forma suspensa. As vertentes do vale têm comandos que podem ir até 400m. O *sky view factor* é de 0,7 e a superfície está colonizada predominantemente por cervunal.

Entre os dois planaltos, no fundo do vale do Zêzere (nº9) foi instalado a 1050m um registador da temperatura do ar (Vale do Zêzere - ASE), tratando-se do posto que se encontra a menor altitude. O posto está próximo do rio, num terraço a 2m de altura, numa área aberta constituída por cervunal e matos de giestais.

5.2.3. Postos termométricos do Planalto Oriental

No Planalto do Alto da Pedrice-Curral da Nave, foram instalados 3 postos, todos eles em posição de interflúvio (Alto da Pedrice, Poios Brancos e Curral da Nave), apresentando sempre *sky view factors* superiores a 0,9. O sector meridional do planalto tem altitudes superiores e, no Alto da Pedrice (nº13), a 1735m de altitude instalámos um posto de medição, numa área constituída matos de *Cytisus oromediterraneus*. Segundo Jansen (2002), este tipo de mato pode encontrar-se na área meridional e oriental da serra, acima de 1400m de altitude, e pode resultar da prática de queimadas e do pastoreio. Mais para Norte, a cerca de 2km do posto do Alto da Pedrice, a 1675m instalámos o posto dos Poios Brancos (nº12), numa área onde domina o mato de *Juniperus* e o prado cuminal xerofítico. No sector mais setentrional do planalto, num fundo de vale amplo, a 1425m, foi instalado o posto do Curral da Nave (nº11, Fig. 5.4). A superfície é coberta por matos de giestais.

5.2.3. Postos termométricos de vertente

Em Abril de 2001, no sentido de ilustrar o comportamento térmico das vertentes instalaram-se mais dois postos. Um na vertente exposta a Este do vale do Zêzere (Zêzere Estrada Florestal, nº7) e outro na exposta a Oeste (Zêzere Lagoa Seca, nº10 - Fig. 5.5). O posto do Zêzere Lagoa Seca situa-se a 1390m de altitude no sector superior da vertente, numa área ardida, constituída por calhaus, gramíneas e arbustos. O *sky view factor* nesse local é 0,8 e é superior ao do posto da Estrada Florestal (0,7) que se encontra a cerca 1270 m de altitude, numa posição intermédia na vertente oeste do Zêzere e, que tem um comando superior. Este

Covão Cimeiro
(vista para Sul)

Candieira
(vista para Oeste)

Vale do Zêzere – ASE
(vista para Sul)

Curral da Nave
(vista para Norte)

Figura 5.4 – Locais de instalação dos postos termométricos situados em áreas deprimidas (Covão Cimeiro - nº3; Candieira - nº4; Vale do Zêzere – ASE - nº9 e Curral da Nave - nº11).

último posto estava situado ao lado da Estrada Florestal num afloramento de granito. Não foi possível instalar este posto a maior altitude devido ao carácter acidentado do terreno. Também não foi possível alinhar os postos da Lagoa Seca e da Estrada Florestal, num perfil transversal ao rio devido à dificuldade de acesso, ficando, por isso, o posto da Lagoa Seca mais a montante. Entre o posto do vale do Zêzere-ASE e o da Estrada Florestal foi instalado, próximo da base de um cone de detritos, a 1150m o posto de meia vertente (nº8). Por se encontrar a próximo do fundo de vale *o sky view factor* é ali menor (0,6).

O período de monitorização foi entre Dezembro de 1999 e Abril de 2002 (Quadro 5.2). O registo foi realizado de 2 em 2 horas e, durante esse período, nem sempre há dados simultâneos devido a diversas razões. Alguns postos deixaram de funcionar, por razões técnicas: os Poios Brancos, Piornal e Candieira. O posto do Covão Cimeiro foi destruído. Outros, ainda, foram recolhidos porque os dados tinham um comportamento idêntico, uma

Vale do Zêzere – Lagoa Seca
(vista para Norte)

Vale do Zêzere - Estrada Florestal
(Vista para Sul)

Vale do Zêzere – meia vertente
(vista para Nordeste)

Figura 5.5 – Locais de instalação dos postos termométricos situados a meia vertente (Vale do Zêzere – Lagoa Seca - nº10; Vale do Zêzere - Estrada Florestal - nº7 e Vale do Zêzere – meia vertente - nº8).

Quadro 5.2 – Períodos com dados nos postos termométricos instalados na Serra da Estrela.

	Alto Pedrice	Cântaro Gordo	Fraga Penas	Piornal	Poios Brancos	Alto da Torre	Vale do Zêzere ASE	Candieira	Covão Cimeiro	Curral Nave	Zêzere Lagoa Seca	Zêzere Estrada Florestal	Zêzere Meia Vertente
Dez-99													
Jan-00													
Fev-00													
Mar-00													
Abr-00													
Mai-00													
Jun-00													
Jul-00													
Ago-00													
Set-00													
Out-00													
Nov-00													
Dez-00													
Jan-01													
Fev-01													
Mar-01													
Abr-01													

vez que se situavam em locais com a mesma posição topográfica: Alto da Pedrice, Curral da Nave e Fraga das Penas. Outra razão que levou à necessidade de reduzir o número de postos termométricos foi a má acessibilidade, uma vez que de 4 em 4 meses, eram necessários vários dias a andar a pé na Serra para proceder à sua recolha, por vezes em condições meteorológicas muito difíceis, com vento e chuva forte, ou mesmo com nevoeiro e neve.

5. 3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS TEMPERATURAS DO AR DURANTE O ANO 2000

5.3.1. O período de estudo e a sua representatividade temporal

Tendo em consideração os dados registados, o período em que maior número de postos funcionou simultaneamente foi no ano 2000, facto que levou à sua escolha para uma análise detalhada dos dados térmicos.

Para avaliar a representatividade temporal das temperaturas médias mensais do ano 2000, usaram-se as temperaturas médias registadas nas Penhas Douradas no mesmo período, que foram comparadas com os valores dos percentis dos regimes prováveis de um período de 30 anos. Foi usado, para isso, o período de 1953/83, analisado no Capítulo 3, tendo sido aplicada a mesma proposta de classificação mensal apresentada por Vieira (2004).

Os meses do ano de 2000 foram frios, principalmente no último semestre (Quadro 5.3). Também no primeiro semestre houve meses frios, por exemplo, o mês de Abril foi extremamente frio e comparando-o com o período de 30 anos, só houve um outro mês de Abril com temperatura média inferior (2,4ºC em Abril de 1986). Pelo contrário, houve 4 meses mais quentes, e o mês de Fevereiro teve uma temperatura média diária muito alta em relação à série de dados considerada, apenas ultrapassada pela temperatura de Fevereiro de 1961 (7,6ºC).

Quadro 5.3 – Classificação das temperaturas médias mensais do ar nas Penhas Douradas durante o ano 2000, em comparação com os regimes prováveis da série de 1953/84.

Mês	Temperatura média (ºC)	Classificação térmica
Janeiro	1,9	Muito frio
Fevereiro	7,1	Extremamente quente
Março	6,3	Muito quente
Abril	3,0	Extremamente frio
Maio	10,9	Muito quente
Junho	15,6	Muito quente
Julho	15,8	Muito frio
Agosto	16,5	Moderadamente frio
Setembro	15,0	Normal
Outubro	9,2	Moderadamente frio
Novembro	4,1	Muito frio
Dezembro	3,5	Moderadamente frio

(Valor inferior ao mínimo – *extremamente frio*; entre o mínimo e o d1- *muito frio*; entre o d1 e o q1- *moderadamente frio*; entre o q1 e a mediana - *normal*; entre a mediana e o q3 - *moderadamente quente*; entre q3 e o máximo – *muito quente*; superior ao máximo – *extremamente quente*).

5.3.2. A representatividade espacial dos locais com registos termométricos

Depois de situar a temperatura média mensal do ar das Penhas Douradas em relação a uma série mais longa, são comparados os dados mensais das Penhas Douradas com os dos postos termométricos.

a) As temperaturas médias mensais

Verifica-se que as diferenças entre os locais de registo variam em função da diferença de altitude (Quadro 5.4). A temperatura média diminui com a altitude no entanto, é interessante comparar os registos das Penhas Douradas com os do posto situado a menor altitude (no fundo de vale do Zêzere - ASE). Na maioria dos meses, a temperatura média mensal registada nas Penhas Douradas é menor do que a registada no vale do Zêzere - ASE, com excepção do mês de Fevereiro, em que a temperatura média mensal é superior à da do vale do Zêzere – ASE, e de Março, em que é igual. Como se irá ver, nestes meses, o domínio de situações de estabilidade atmosférica, com formação de inversões térmicas no fundo de vale terá contribuído para a diminuição da temperatura média no vale do Zêzere - ASE. Este aspecto também se observa nas temperaturas mínimas médias, sendo de salientar que, no vale do Zêzere - ASE, situado a menor altitude, também as mínimas médias são inferiores às registadas nas Penhas Douradas nestes meses. Para além dos referidos meses, esta situação também acontece noutros meses em que dominam as situações de estabilidade atmosférica, como em Junho, Julho, Setembro e Outubro.

Os meses em que ocorreu um maior número de situações de instabilidade atmosférica, como se verá mais adiante, nos quais domina a diminuição da temperatura com a altitude foram Abril, Novembro e Dezembro. Nestes meses, a temperatura mínima média mensal foi menor nas Penhas Douradas do que no vale do Zêzere - ASE.

Em relação às temperaturas máximas médias mensais domina a influência da altitude para os postos situados em interflúvios, mas a temperatura máxima média é mais elevada nos situados em posição deprimida; por exemplo, a temperatura nas Penhas Douradas é inferior à de postos como o Curral da Nave e Candieira, que se situam a maior altitude, mas em posição deprimida. A temperatura máxima é mais elevada nos fundos de vale e depressões, porque estas áreas recebem mais energia solar, reflectia pelas vertentes envolventes, e infravermelha emitida pelas mesmas, para além do facto de estarem protegidas do vento, que contribuiria para a diminuição da temperatura (a menor ventilação contribui para que as temperaturas máximas sejam mais elevadas do que as registadas em interflúvios).

Quadro 5.4 – Temperaturas médias, mínimas e máximas mensais registadas em 2000 na estação meteorológica das Penhas Douradas e nos postos termométricos. CG - Cântaro Gordo (nº2); AP - Alto da Pedrice (nº13); PB - Poios Brancos (nº12); P- Piornal (nº6),FP - Fraga das Penas (nº5); CN - Curral da Nave (nº11); Vale do Zêzere- ASE (nº9); CAN - Candieira (nº4); CC - Covão Cimeiro (nº3) e PD – Penhas Douradas

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
CG	Temperatura média	-0,8	4,9	3,3	-1,4	7,7	13,3	13,6	14,4	12,5	6,7	0,6	
	Temp. mínima média	-3,7	2	0,2	-3,7	4,7	8,8	9	10,1	8,8	3,4	-1,7	0,3
	Temp. máxima média	2,9	8,9	7,5	0,9	11,8	18,5	18,4	19,1	17,4	10,3	3,6	-
AP	Temperatura média	-1	5,2	4,4	-	8,4	14,1	14,5	15,1	13,1	7,4	1,2	-
	Temp. mínima média	-3,9	1,5	0,6	-	4,9	8,6	8,8	9,7	8,4	3,8	-0,8	0,5
	Temp. máxima média	2,9	10,4	9	-	12,7	20,5	21	22,4	19,4	12	4	-
PB	Temperatura média	-2	4.4	3.1	-1.6	8	13.8	14.4	15.1	12.9	6.6	0.5	-0.3
	Temp. mínima média	-5	0,7	-1	-4	4	8,3	8,3	9,4	8	3	-2	-2
	Temp. máxima média	2,2	10	8,5	0,9	12	19,6	21	21,6	19,5	11	3,5	1,6
P	Temperatura média	-1	5	3,8	-0,6	-	-	-	-	-	6,9	1,4	0,9
	Temp. mínima média	-5	1,8	0,4	-3	-	-	-	-	-	3	-1	-1
	Temp. máxima média	3,5	9,5	8,3	1,9	-	-	-	-	-	11,2	4,3	2,9
FP	Temperatura média	-0,4	5,2	4,3	0	8,9	14,3	14,4	14,7	12,8	7,3	2	1,6
	Temp. mínima média	-3,4	1,7	0,6	-2,5	5	9	9	9	8	3,6	-0,1	-0,5
	Temp. máxima média	3,8	10	9	2,5	13	19,5	19,8	20,8	18,7	11,8	5	3,7
CN	Temperatura média	-1,1	5,1	4,9	1,5	10,2	15,2	15,7	16	13,5	8,1	3,1	2,4
	Temp. mínima média	-6	-1	1,5	-2	4,4	6,4	6,6	7	5,8	2,3	-0,2	0,3
	Temp. máxima média	6,8	14	8,7	5,2	17	23	24	25	23	15	7	5
ASE	Temperatura média	3,4	6,6	6,3	4	12	17	17,8	18,4	15,4	10	5,6	4,6
	Temp. mínima média	-3,5	1,6	1	1	7	9,3	9,4	10	8,7	4,6	2,5	2,4
	Temp. máxima média	8	15,3	14	8	18,6	25,6	27	27,8	25,5	18	10	7
CAN	Temperatura média	-1,3	5,5	4,7	1,6	10,3	15	15,6	16,2	13,9	8,3	3,6	2,9
	Temp. mínima média	-7	-0,6	-2	-1,3	4,7	6,6	7	8	6	2,7	0,8	2,8
	Temp. máxima média	6,3	13	11,5	4,6	15,7	21,7	22,6	24	22	14,8	7,4	4,9
CC	Temperatura média	-3,3	4,5	3,4	-0,9	8,6	14,3	-	-	-	-	-	-
	Temp. mínima média	-7	0,1	-1,6	-3	4,5	7,8	-	-	-	-	-	-
	Temp. máxima média	2,3	10,6	9,6	1,8	13,6	20,4	-	-	-	-	-	-
PD	Temperatura média	1,9	7,1	6,3	3	10,9	15,6	15,8	16,5	15	9,2	4,1	3,5
	Temp. mínima média	-0,4	4,7	3,2	0,2	8	11,3	11,4	12	11,8	6,3	2,2	1,6
	Temp. máxima média	5,2	11,2	11	4,2	15	19,8	20,8	21	19,9	13,4	6,1	5,3

A comparação das temperaturas médias mensais indica-nos que o factor justificativo dominante na distribuição da temperatura é a altitude. No caso da temperatura mínima média em alguns meses, em que dominam situações meteorológicas de estabilidade atmosférica, já é possível observar, para além da altitude, a influência do relevo na variação da temperatura do ar. Em alguns meses a existência de inversões térmicas nas áreas deprimidas contribui para que a mínima seja inferior à registada em postos a maior altitude, e em situação topográfica de interflúvio. Também na temperatura máxima média mensal, principalmente nos meses mais

Quadro 5.5 – Coeficientes de correlação (r) significativos (p<0,05) entre a temperatura média diária registada nos postos termométricos e na estação meteorológica das Penhas Douradas no ano de 2000. CG - Cântaro Gordo (nº2); AP - Alto da Pedrice (nº13); PB - Poios Brancos (nº12); P- Piornal (nº6),FP - Fraga das Penas (nº5); CN - Curral da Nave (nº11); Vale do Zêzere - ASE (nº9); CAN - Candieira (nº4); CC - Covão Cimeiro (nº3) e PD – Penhas Douradas

	CG	AP	PB	P	FP	CN	ASE	CAN	CC	PD
CG	1	0,96	0,97	0,98	0,96	0,78	0,80	0,81	0,86	0,94
AP		1	0,98	0,96	0,95	0,84	0,89	0,90	0,94	0,93
PB			1	0,98	0,97	0,84	0,88	0,89	0,93	0,96
P				1	0,99	0,81	0,84	0,84	0,88	0,97
FP					1	0,83	0,87	0,86	0,90	0,97
CN						1	0,86	0,88	0,88	0,81
ASE							1	0,95	0,94	0,87
CAN								1	0,97	0,85
CC									1	0,88
PD										1

quentes é possível observar a influência da topografia na variação da temperatura na serra. Nesses meses a máxima é superior nos fundos de vale, mesmo nos situados a maior altitude.

No entanto é necessária uma análise mais detalhada das temperaturas diárias para clarificar o papel da topografia na variação da temperatura.

b) As temperaturas médias diárias

Os registos diários da temperatura média, mínima média e máxima média diária, foram correlacionados entre os postos. Salientamos que as correlações são todas estatisticamente significativas (p<0,05).

Em relação às temperaturas médias, as Penhas Douradas têm uma maior correlação com os postos de interflúvio (superior a 0,9 - Quadro 5.5). A correlação das Penhas Douradas com as estações que estão em situações topograficamente deprimidas é menor (0,8). No que diz respeito aos postos termométricos, os situados em interflúvio têm uma maior correlação entre si (>0,9) e quando correlacionados com os de fundo de vale têm um coeficiente de correlação, que varia entre 0,7 e 0,9. A correlação entre os postos de interflúvio e dos de fundo de vale é maior para os que têm uma altitude próxima, como acontece por exemplo entre os postos de interflúvio e o Covão Cimeiro. Por outro lado, os postos de fundo de vale, cujas temperaturas têm uma maior correlação entre si, com valores superiores a 0,9, são o Covão Cimeiro, a Candieira e o vale do Zêzere-ASE. No que diz respeito ao posto do Curral da Nave a correlação com os postos de fundo de vale é ligeiramente inferior (entre 0,8 e 0,9): os coeficientes de correlação mais baixos do posto do Curral da Nave com todos os outros postos

Quadro 5.6 - Coeficientes de correlação (r) significativos (p<0,05) entre a temperatura mínima média diária registada nos postos termométricos e na estação meteorológica das Penhas Douradas no ano de 2000. CG - Cântaro Gordo (nº2); AP - Alto da Pedrice (nº13); PB - Poios Brancos (nº12); P- Piornal (nº6),FP - Fraga das Penas (nº5); CN - Curral da Nave (nº11); Vale do Zêzere- ASE (nº9); CAN - Candieira (nº4); CC - Covão Cimeiro (nº3) e PD – Penhas Douradas

	CG	AP	PB	P	FP	CN	ASE	CAN	CC	PD
CG	1	0,96	0,96	0,96	0,92	0,59	0,75	0,55	0,75	0,93
AP		1	0,96	0,97	0,63	0,81	0,64	0,82	0,91	0,97
PB			1	0,98	0,95	0,65	0,83	0,64	0,83	0,94
P				1	0,95	0,64	0,80	0,59	0,80	0,95
FP					1	0,66	0,82	0,61	0,79	0,92
CN						1	0,66	0,71	0,60	0,64
ASE							1	0,81	0,83	0,80
CAN								1	0,89	0,59
CC									1	0,80
PD										1

está relacionado com a sua posição, uma vez que é o único situado numa pequena depressão no planalto, rodeada por vegetação, o que lhe confere características diferentes que, apesar de tudo, se aproximam mais das dos postos de fundo de vale.

No que diz respeito às temperaturas mínimas médias, as correlações são elevadas entre os postos de topo (>0,9), e entre estes e as Penhas Douradas (Quadro 5.6). As Penhas Douradas têm menor coeficiente de correlação com os fundos de vale (varia entre 0,6 e 0,8). Também os outros interflúvios quando correlacionados com os fundos de vale, tem uma correlação menor (entre 0,6 e 0,7). Entre os postos de fundo de vale, o Covão Cimeiro e a Candieira têm maior correlação, porque se situam a maior altitude. O Curral da Nave tem um comportamento mais complexo, e a correlação é maior com Alto da Pedrice e a Candieira. Salienta-se que a correlação entre os postos de topo é maior do que entre os postos de fundo de vale.

Note-se que a correlação entre os postos de interflúvio e de fundo de vale é menor para as temperaturas mínimas médias do que para a médias, provavelmente devido à existência de inversões térmicas nos fundos de vale. É interessante notar que entre postos próximos, como o Piornal e a Candieira, e entre este último e o Cântaro Gordo, as correlações são baixas, o que poderá ser explicado pela formação de inversões térmicas.

Em relação às temperaturas máximas diárias, a correlação entre os postos é mais elevada, independentemente da posição topográfica (superior a 0,9, Quadro 5.7). No entanto, a estação do Curral da Nave afasta-se de todos os postos (correlação da ordem dos 0,6), mas tem uma correlação mais elevada com o vale do Zêzere - ASE e a Candieira (r=0,7). O facto

Quadro 5.7 – Coeficientes de correlação (r) significativos (p<0,005) entre a temperatura máxima média diária registada nos postos termométricos e, na estação meteorológica das Penhas Douradas no ano de 2000. CG - Cântaro Gordo (nº2); AP - Alto da Pedrice (nº13); PB - Poios Brancos (nº12); P- Piornal (nº6),FP - Fraga das Penas (nº5); CN - Curral da Nave (nº11);Vale do Zêzere- ASE (nº9); CAN - Candieira (nº4); CC - Covão Cimeiro (nº3) e PD – Penhas Douradas

	CG	AP	PB	P	FP	CN	ASE	CAN	CC	PD
CG	1	0,93	0,95	0,96	0,95	0,65	0,91	0,94	0,95	0,90
AP		1	0,96	0,92	0,92	0,66	0,93	0,93	0,95	0,89
PB			1	0,96	0,95	0,69	0,95	0,96	0,96	0,92
P				1	0,95	0,65	0,92	0,95	0,93	0,91
FP					1	0,66	0,93	0,94	0,94	0,94
CN						1	0,70	0,71	0,61	0,64
ASE							1	0,96	0,93	0,93
CAN								1	0,94	0,92
CC									1	0,91
PD										1

de os coeficientes de correlação serem elevados entre todos os postos significa que a diminuição da temperatura com a altitude é mais importante do que posição topográfica. No entanto, o coeficiente de correlação é ligeiramente inferior entre postos com posições topográficas diferentes.

c) Os registos horários da temperatura do ar no período de estudo

Para além da correlação entre os vários postos, é possível comparar os registos dos postos termométricos no que diz respeito às temperaturas médias e absolutas, ao regime provável e ao número de dias mais quentes e mais frios (Quadro 5.8). A análise, diz respeito ao ano de 2000, e retiraram-se os postos do Covão Cimeiro e do Piornal porque não possuem a série completa para esse ano.

Relativamente à temperatura média, verifica-se o efeito da altitude na diminuição das temperaturas, variando estas entre 6ºC e 9ºC. Nos registos das temperaturas máximas e mínimas absolutas, para além da altitude, nota-se também o efeito da topografia. Então a temperatura máxima absoluta varia entre 27ºC e 35ºC, ocorrendo os valores mais elevados nos postos situados em fundos de vale. O posto do vale do Zêzere-ASE, para além de se situar no fundo de vale, é o que está a menor altitude, e os dois factores associados explicam a temperatura mais elevada. As temperaturas mínimas absolutas variaram entre -13,4 e -7,7ºC. Nota-se a influência da altitude na diminuição da temperatura, mas também da topografia que, em situações de estabilidade atmosférica, favorece a acumulação de ar frio nas áreas

deprimidas. No caso da análise dos percentis não se nota a influência da topografia, sendo a altitude o factor mais importante.

No entanto, quando se analisa o número de dias com temperaturas baixas e elevadas é também possível verificar a influência da topografia (Quadro 5.8). O número de dias com temperatura mínima inferior a 5ºC é máximo nas áreas deprimidas como a Candieira (251 dias) e o Curral da Nave (255 dias). É interessante também notar que, nestes locais, em cerca de metade dos dias do ano de 2000, a temperatura mínima foi inferior a 5ºC. Em relação ao número de dias com temperatura mínima inferior a 0ºC e a -5ºC a tendência mantém-se, mas com menor número de dias; apesar de os valores dos Poios Brancos contrariam a tendência. É de salientar a diminuição acentuada do número de dias com temperatura mínima inferior a -5ºC em todos os postos. A Candieira é o posto com maior número de dias com temperatura mínima inferior a -5ºC, seguindo-se o posto dos Poios Brancos e do Cântaro Gordo, que têm um valor próximo. Então, as temperaturas negativas mais baixas foram registadas tanto em postos de fundo de vale como em interflúvios, o que sugere a influência de diferentes condições de estabilidade atmosférica.

No que diz respeito ao número de dias com temperatura máxima superior a 25ºC este, é mais alto nos postos de fundo de vale, principalmente no vale do Zêzere - ASE. Aspecto particularmente notório para o número de dias de máxima superior a 30ºC, que é superior a 30 dias no posto do vale do Zêzere - ASE.

Os fundos de vale são os que registam valores máximos e mínimos mais extremos, devido à influência da topografia, que favorece o aquecimento diurno e a drenagem de ar frio nocturna. O carácter extremo é notório no desvio padrão mais elevado.

Relativamente aos registos das Penhas Douradas, os valores máximos e mínimos não são tão extremos, quando comparados com os dos postos, aspecto que se nota no desvio-padrão inferior.

d) O ritmo térmico ao longo do período de estudo

A progressão das temperaturas médias diárias ao longo do ano varia de posto para posto e será alvo de análise (Fig. 5.5).

Comparando a variação das temperaturas médias diárias ao longo do ano de 2000, para todos os postos verifica-se, fundamentalmente, a influência da altitude, no regime térmico, uma vez que a temperatura média diária diminui com a altitude.

Quadro 5.8 - Características térmicas dos registos da temperatura do ar nos postos termométricos, e na estação das Penhas Douradas durante o ano 2000.

Temperatura	Alto Pedrice (1735m)	Cântaro Gordo (1875m)	Fraga Penas (1630m)	Poios Brancos (1675m)	ASE Zêzere (1080m)	Candieira (1420m)	Curral Nave (1425m)	Penhas Douradas (1360m)
Média	7,7	6,7	7,2	6,2	9,9	8,1	7,9	8,9
Máxima absoluta	32,6	27	28,1	30	34,9	31,8	33,3	28
Mínima absoluta	-9,2	-9,2	-7,7	-11,2	-7,7	-13,4	-12,3	-5
1º Decil	-1	-2,2	-1	-2,7	1,1	-1	-1,4	1
1º Quartil	2,3	1,1	1,5	0,3	3,9	2,3	1,9	4
Mediana	6,5	5,8	5,8	4,6	8,4	6,5	6,2	8
3º Quartil	12,8	12	12	11,7	14,2	13,5	13,1	14
9º Decil	16,5	17	17,7	17,4	22,3	20	20,9	19
Desvio-Padrão	7,4	7,2	7,2	7,8	8	8	8,3	6,8
Nº dias Mín. < 5ºC	198	226	222	242	189	251	255	134
Nº dias Mín. < 0ºC	76	119	119	147	65	123	127	36
Nº dias Mín. < -5ºC	11	24	12	30	6	36	23	1
Nº dias Máx. > 25ºC	32	7	18	23	88	41	53	15
Nº dias Máx. > 30ºC	2	0	0	0	30	5	10	0

Em relação ao regime da temperatura mínima diária, a progressão é mais complexa e surgem dois tipos de períodos (Fig. 5.6). Um em que domina a diminuição da temperatura com a altitude, o que acontece por exemplo nos meses de Novembro e Dezembro e outro em que os fundos de vale são mais frios (quando por exemplo o vale do Zêzere- ASE está mais frio do que o Cântaro Gordo). Este último tipo pode ser observado em alguns dias de Fevereiro e de Março. A temperatura mínima média do ar é, na maior parte do ano superior nas Penhas Douradas do que nos postos termométricos; só nos dois últimos meses em que dominam as situações de instabilidade atmosférica é que passa a ser o vale do Zêzere-ASE o mais quente. No que diz respeito ao regime das temperaturas máximas médias diárias, verifica-se ao longo de todo o ano, a influência da altitude na diminuição da temperatura (Fig. 5.7). No entanto, também se nota o papel da topografia. Por exemplo os fundos de vale têm uma temperatura do ar superior (Candieira, Curral da Nave e Covão Cimeiro) à verificada nos interflúvios. Aquele aspecto pode-se observar em Fevereiro, Março e nos meses de Verão.

É interessante notar que a diferença de temperatura entre os postos é maior para as temperaturas máximas diárias do que para as outras. O que significa que na Serra as diferenças de temperatura têm maior amplitude nas máximas. Observa-se, ainda, que há maior variação interdiurna da temperatura máxima do que no caso da mínima e da média, e que a amplitude de variação aumenta de Junho a Outubro.

Se observarmos a progressão das temperaturas em todos os postos, podemos isolar 5 períodos com tendências diferentes. O primeiro período, o mais frio, decorre até Abril, durante o qual a temperatura mínima média variou entre -7 e 5ºC, a temperatura média entre -3 e 7ºC e a máxima entre 0 e 15ºC. O 2º período é constituído pelo mês de Maio, e corresponde ao período de transição para o Verão, durante o qual há um aumento da temperatura do ar. A temperatura mínima média variou entre 4 e 5ºC, a média entre os 7 e os 12ºC e a máxima entre os 12 e os 19ºC. O 3º Período, que corresponde ao Verão, desenrola-se de Junho até 15 de Setembro. Durante este a mínima variou entre 5 e 12ºC, a média entre 12 e 18ºC e a máxima entre 17 e 28ºC. Foi neste período que houve maior amplitude entre os valores da temperatura do ar. O 4º período, que decorre até ao fim de Outubro, corresponde à transição para o Inverno, durante o qual a temperatura vai diminuindo. A mínima variou entre 2 e 6ºC, a média entre 6 e 10ºC e a máxima entre 10 e 18ºC. A amplitude térmica durante este período é igual à do período de transição para o Verão. Por fim, no 5º período que corresponde ao resto do ano. A mínima tem a menor amplitude térmica diária do ano, e esteve entre -2 e 3ºC, média de -0,3 a 6ºC e a máxima de 1 a 10ºC.

Como se pode ver nos gráficos da variação da temperatura ao longo do ano o padrão seguido pelos postos é o mesmo (Figs. 5.5, 5.6 e 5.7). Como exemplo, salienta-se o comportamento de dois postos com posição topográfica diferente e com as posições altitudinais mais extremas (vale do Zêzere - ASE e Cântaro Gordo). Nele distinguem-se as 5 fases, mencionadas (Fig. 5.8). Ao longo do ano a amplitude térmica diária é menor no Cântaro Gordo do que no vale do Zêzere - ASE. De uma forma geral, as temperaturas máximas médias diárias do ar afastam-se mais da média do que as mínimas (isto significa que há uma menor variação da temperatura mínima diária do que das outras).

Relativamente à variação horária da temperatura do ar, a tendência nos dois postos é igual. No entanto, em alguns períodos, o Cântaro Gordo é mais frio do que o vale do Zêzere - ASE. No conjunto de dias em que o Cântaro Gordo está mais frio, a amplitude térmica diminui, o indica que se tratam de períodos de maior instabilidade. Como exemplo, cite-se o período entre o fim de Março e meados de Maio e outro entre Novembro e Dezembro. Pelo contrário, no conjunto de dias em Fevereiro e durante o período mais quente entre Junho e meados de

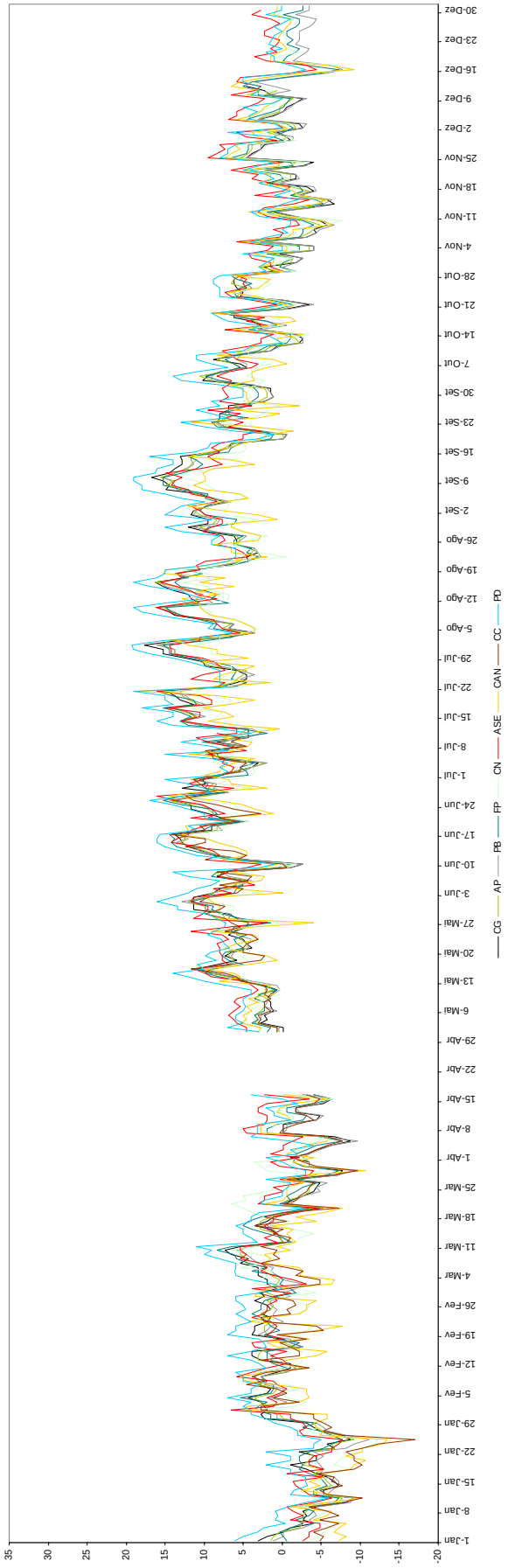


Figura 5.5 – Variação da temperatura média diária para todos os postos termométricos e estação meteorológica das Penhas Douradas em 2000.

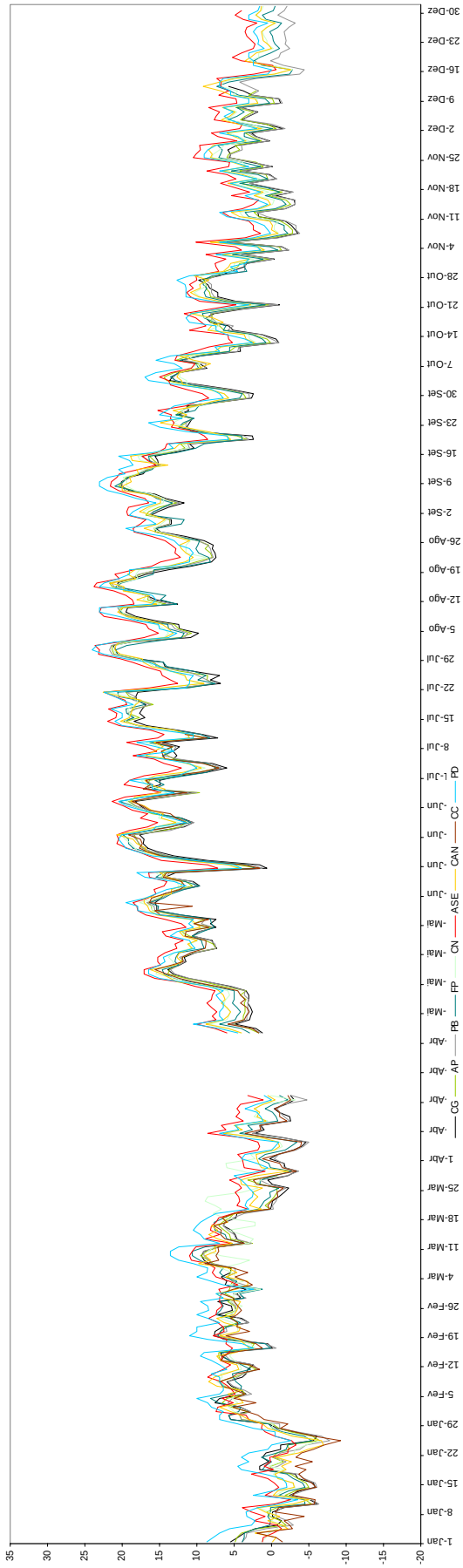


Figura 5.6 - Variação da temperatura mínima média diária para todos os postos termométricos e estação meteorológica das Penhas Douradas em 2000.

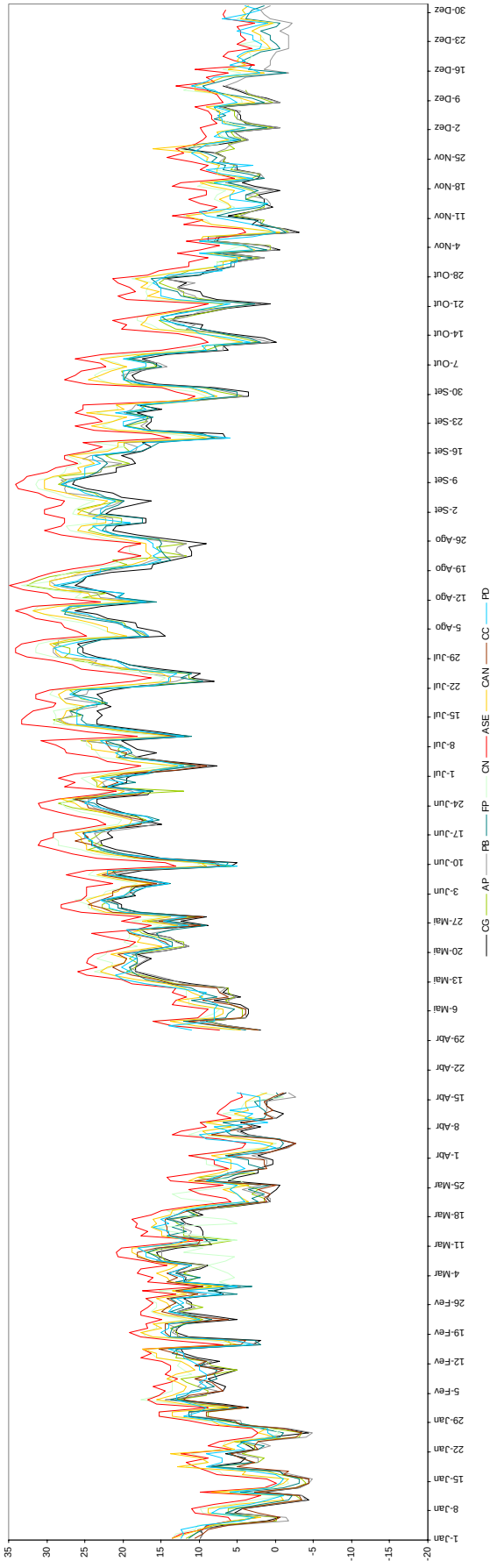


Figura 5.7 - Variação da temperatura máxima média diária para todos os postos termométricos e estação meteorológica das Penhas Douradas em 2000.

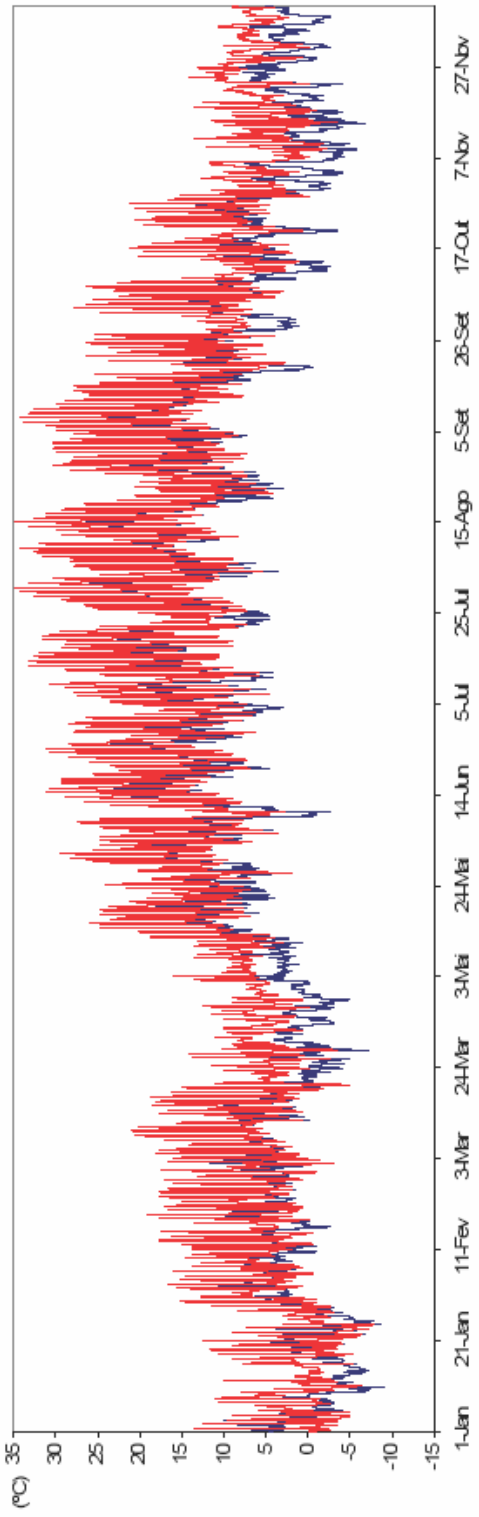


Figura 5.8 - Variação da temperatura do ar nos postos do Cântaro Gordo (a azul) e do vale do Zêzere- ASE (a vermelho) em 2000.

Setembro a amplitude térmica é maior e as temperaturas mínimas do Cântaro Gordo e do vale do Zêzere - ASE são semelhantes, aspecto característico dos períodos de estabilidade atmosférica.

5.3.3. Síntese da relação entre os locais de registo das temperaturas do ar

A comparação entre da temperatura média mensal do ar registada nos *dataloggers* com a da estação das Penhas Douradas, permitiu enquadrar o ano de registos num período mais vasto (1953/83). No ano estudado (2000), houve dois meses particularmente frios, o de Janeiro e o de Abril; pelo contrário o mês de Fevereiro foi muito quente. Em termos médios o primeiro semestre foi mais quente do que a média considerada para os 30 anos de referência e o último foi mais frio.

A estação das Penhas Douradas apresenta uma boa correlação com os registos dos postos termométricos, principalmente com os situados à mesma altitude e posição topográfica de vertente, que é o que acontece com os postos do Zêzere-Estrada Florestal e Zêzere-Lagoa Seca. As Penhas Douradas têm também coeficientes de correlação elevados (>0,9) com os postos de interflúvio. Pelo contrário, com os postos situados no fundo de vale a correlação é inferior. Observou-se que a relação entre os postos depende da altitude e da posição topográfica a que se encontram. Salienta-se ainda, que as correlações entre a temperatura do ar, são mais fortes para as temperaturas médias e máximas médias diárias, do que para as mínimas. No caso das temperaturas mínimas o factor mais importante é a topografia, por isso as correlações são maiores entre postos na mesma posição topográfica.

No que diz respeito à variação horária da temperatura durante o ano de 2000, salienta-se que os postos termométricos têm comportamentos diferentes. No gráfico de variação, consegue-se identificar o grau de estabilidade meteorológica, com base na comparação da variação da temperatura do ar entre os postos de fundo de vale e de interflúvio. Nomeadamente em períodos de maior estabilidade atmosférica, a amplitude térmica é maior nos postos de fundo de vale e, por vezes, as temperaturas mínimas nestes postos são inferiores às registadas nos postos de maior altitude. Nos dias em que domina a instabilidade atmosférica, a amplitude térmica é menor e os postos a maior altitude têm valores mais baixos de temperatura do ar. Observando a progressão das temperaturas horárias do ar, verifica-se que dominaram as situações de estabilidade atmosférica, salvo alguns períodos, como por exemplo alguns dias: em Janeiro, no fim de Março, no início de Abril, no início de Março, e o mês de Novembro e início de Dezembro.

A análise da evolução da temperatura do ar permitiu a divisão do ano em 5 períodos. O primeiro, o que registou temperaturas mínimas mais baixas (-9ºC no Cântaro Gordo e -17ºC no Covão Cimeiro) começa no início do ano e prolonga-se até Maio (a temperatura média foi de 2,3ºC no Cântaro Gordo); o segundo ocorre em Maio (temperatura média 10,3ºC no Cântaro Gordo) e corresponde a um período de transição para o de temperaturas mais elevadas, e que vai de Junho a Setembro (temperatura média de 14ºC no Cântaro Gordo). No mês de Outubro faz-se a transição para o Inverno (temperatura média de 7,1ºC no Cântaro Gordo). O segundo período mais frio do ano que começa em Novembro (temperatura média de 1,1ºC no Cântaro Gordo).

5. 4. OS PADRÕES TÉRMICOS INSTANTÂNEOS

5.4.1. Introdução

Uma das principais vantagens dos registos sincrónicos em postos termométricos, numa rede espacial relativamente densa, é estes poderem ser usados para identificar os padrões espaciais das temperaturas do ar, avaliar a sua frequência de ocorrência ao longo do ano e ajudar a compreender os factores por eles responsáveis. Como foi referido atrás, o ano 2000 é aquele em que foram mantidos em funcionamento um maior número de postos simultaneamente. Este ano foi utilizado, apesar da série anual de dados se encontrar incompleta (pois termina a 11 de Dezembro, e não houve registos entre 28 de Março e 17 de Abril). Também por falta de registos, não analisámos os dados dos postos do Covão Cimeiro e do Piornal.

Existem vários modos de análise dos padrões de temperatura do ar, sendo mais frequentemente usados aqueles em que se procuram encontrar os momentos do dia representativos das temperaturas mínimas ou das máximas diárias. Com o objectivo de explorar com detalhe as 12 observações diárias de que dispomos, foram analisadas todas as horas de registo ao mesmo nível; isto é, não se procurou encontrar os padrões típicos das mínimas ou das máximas, mas foram estudados todos os padrões instantâneos registados, de modo a avaliar as condições mais frequentes, determinar a sua importância e o seu comportamento. Este procedimento originou resultados mais satisfatórios do que os obtidos em várias tentativas de utilização de horas pré-definidas. Para simplificar os resultados, usaram-se as diferenças de temperatura a uma estação de referência, método que evita que a classificação seja influenciada pelo chamado efeito de grandeza. Aliás, o recurso a estações de referência é um procedimento seguido por vários autores em estudos de climatologia local (Alcoforado *et al*., 1993; Hogan e Ferrick, 1997; Pepin e Losleben, 2002).

Foi escolhido como posto de referência o do Cântaro Gordo (nº2, Fig. 5.2), por ser o que se situa a maior altitude e por estar numa posição de interflúvio que reflecte as condições meteorológicas do sector mais elevado da serra. O Cântaro Gordo é um dos postos que traduz um menor controlo por parte da posição topográfica e deve, por isso, reflectir um comportamento térmico mais próximo das condições meteorológicas regionais. Os resultados negativos indicam que os postos se encontravam mais quentes do que o Cântaro Gordo e os positivos, que se encontravam mais frios.

5.4.2 Classificação dos padrões térmicos instantâneos através de k-means (nível 1)

a) Introdução

Para identificar os principais tipos de padrões térmicos que ocorreram na área de estudo, após uma fase inicial de inspecção visual dos dados, em que se identificaram de forma subjectiva os padrões mais frequentes, passou-se à aplicação de uma classificação automática por *k-means* às 3893 observações horárias da temperatura do ar, para 6 postos termométricos. Seleccionaram-se, à partida, os principais padrões térmicos identificados visualmente, e o processo de classificação automático resultou em 13 grupos de padrões térmicos, que são efectivamente aqueles com maior frequência de ocorrência no período de estudo. A classificação faz-se de modo a que a distância entre os membros do mesmo grupo, seja inferior à distância entre os *clusters* de grupos diferentes. O número ideal de *clusters* é aquele em que se minimizam as diferenças entre os indivíduos de um dado grupo de *clusters* e se maximizam as diferenças entre os membros de *clusters* diferentes (Wilks, 1995). Esta primeira fase de classificação foi designada como nível 1, pois como veremos, foi ainda aplicada outra para obtenção de menor número de grupos de padrões, que designamos por nível 2.

Para avaliar os factores geográficos e climáticos responsáveis pelos padrões encontrados, aplicou-se ainda uma análise de variância (*One-way ANOVA*) e uma análise discriminante às classificações obtidas.

b) Características dos padrões térmicos instantâneos

Padrão 1 (Vales frios)

Neste padrão, que representa 14% das observações efectuadas, em média, todos os postos estão mais frios do que o Cântaro Gordo (Quadro 5.9 e Figs. 5.9 e 5.10). Verifica-se, assim, uma tendência para que os interflúvios se encontrem mais quentes do que os fundos de vale. Em média, a Candieira é o local mais frio e, tem uma temperatura cerca de 5ºC mais baixa do que o Cântaro Gordo. Os valores do desvio-padrão indicam que qualquer posto pode ter uma temperatura igual à do Cântaro Gordo, e que as maiores diferenças de temperatura se registam na Candieira, Curral da Nave e Vale do Zêzere-ASE. Contudo, o comportamento deste último é significativamente diferente dos outros dois, com valores extremos próximos aos daqueles, mas com um comportamento abaixo do q3, mais próximo do dos postos de interflúvio, o que reflecte a pouca altitude do sítio do Zêzere-ASE.

Quadro 5.9 – Médias e desvios-padrão das diferenças de temperatura de cada posto em relação ao Cântaro Gordo para os 13 padrões identificados na análise por *k-means*.

		Alto da Pedrice	Fraga das Penas	Poios Brancos	Vale do Zêzere (ASE)	Candieira	Curral da Nave
P1	Média	1	1,1	1,6	1,7	5,1	4,9
	D.-P.	1,1	1,8	1,4	2,4	2,8	2,1
P2	Média	0,3	-0,4	0,6	-0,3	3,8	3,2
	D.-P.	0,8	1	0,9	1,1	1,4	1,5
P3	Média	-1,3	-1,5	-0,8	-6,1	-3,6	-4
	D.-P.	1,5	1,5	1,9	2,5	1,9	2,5
P4	Média	-0,5	-1,2	0,2	-4,3	-2,6	-2,3
	D.-P.	1	1,1	0,8	1,9	1,3	1,5
P5	Média	0,4	-0,2	1,3	0,3	2,1	2,2
	D.-P.	1	1,3	1,1	2,2	2,3	2,1
P6	Média	-0,2	-0,7	0,6	0,2	-2	0,1
	D.-P.	1,2	1,8	3,7	3,7	3,1	3,4
P7	Média	0,1	-0,1	0,4	2,4	-2,6	-0,4
	D.-P.	1,2	1,9	1,3	3,6	2	2,7
P8	Média	0,3	0,4	1,2	1,1	-1,1	1,5
	D.-P.	1,1	1,4	1,1	3,1	1,8	2,4
P9	Média	0,9	1,2	1,7	-0,3	-1	1,7
	D.-P.	1,7	1,6	1,4	1,4	1,2	2
P10	Média	0,4	1,5	0,7	-1,4	0,8	2,8
	D.-P.	0,8	2,1	0,8	1,8	1,8	1,7
P11	Média	0	-0,5	0,3	-2,3	0,5	1,1
	D.-P.	0,6	1,2	0,8	1,3	1,4	1,1
P12	Média	-0,5	-0,6	-0,1	1,9	-3,5	-2,6
	D.-P.	1,4	1,8	1,5	4,8	2,1	2,8
P13	Média	2,3	-1,4	2,3	-1,1	-3,5	-1,1
	D.-P.	2	1,3	1,9	1,4	1,5	1,3

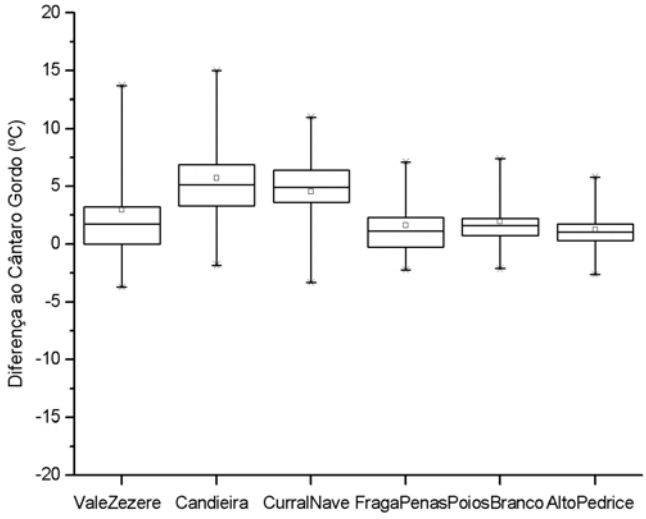


Figura 5.9 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 1 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

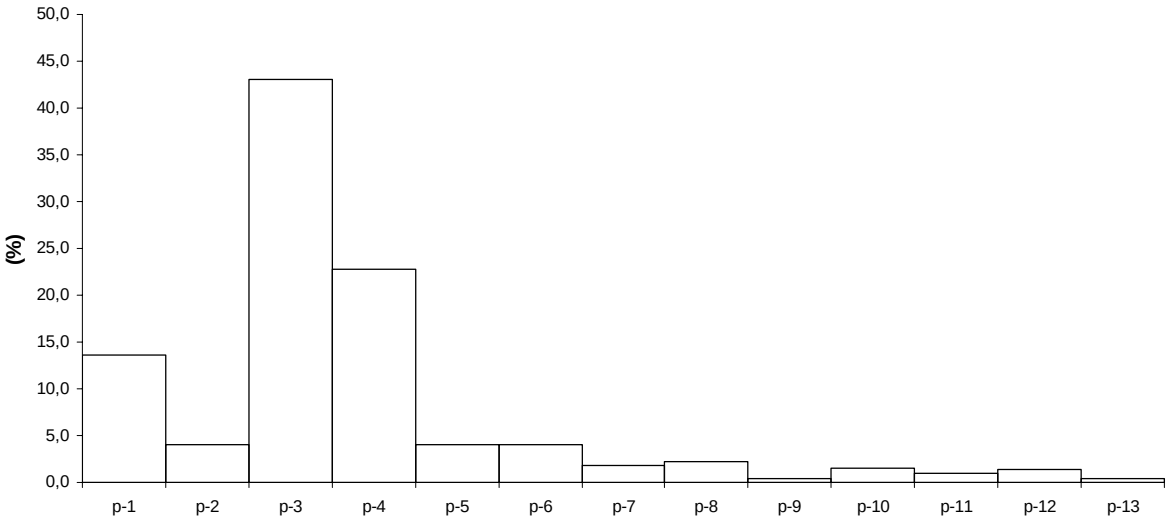


Figura 5.10 – Frequência de ocorrência dos vários tipos de padrão térmico instantâneo da primeira classificação.

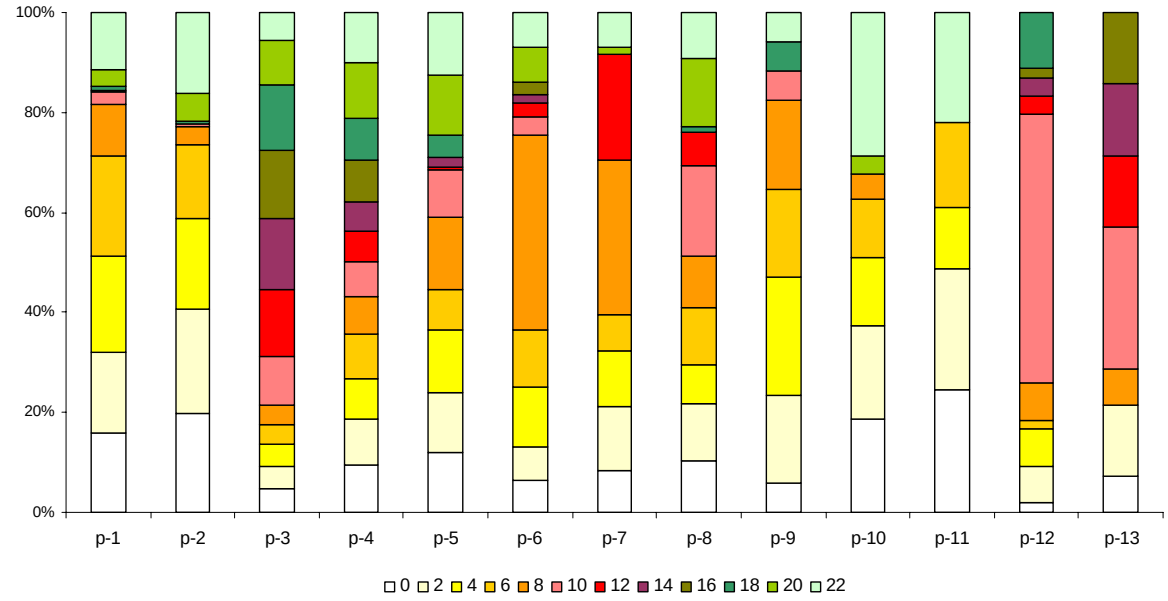


Figura 5.11 – Horas de ocorrência dos padrões térmicos instantâneos para a primeira classificação.

O padrão 1 ocorreu fundamentalmente durante a noite, madrugada ou manhã, especialmente entre as 0h e as 10h e, com uma menor percentagem entre as 20 e 22h. É um padrão que reflecte a ocorrência de inversões térmicas nas áreas deprimidas, que são mais intensas de madrugada. Praticamente não ocorreu durante o dia, porque geralmente a partir das 10h as inversões são destruídas pela base, devido ao aquecimento da superfície, e pelo topo devido ao aumento da turbulência relacionado com o desenvolvimento da brisa de vale e das correntes anabáticas (Oke, 1987; Figs. 5.11 e 5.12).

O facto de os fundos de vale estarem mais frios do que os planaltos indica que se trataram de observações com estabilidade atmosférica, situação típica para a formação de inversões térmicas (Geiger, 1961; Yoshino, 1974; Oke, 1987; Alcoforado, 1993; Whiteman, 2000).

Devido à significativa representação do grupo no período é interessante calcular a variação da temperatura do ar com a altitude para algumas horas. É contudo, necessário notar que poderá não se verificar uma diminuição linear da temperatura com a altitude, uma vez que nestas situações é frequente existir uma cintura térmica a uma altitude desconhecida, como referido por Pepin (2001). A variação da temperatura com a altitude foi calculada com base nas diferenças de temperaturas entre o vale do Zêzere - ASE e o Cântaro Gordo, para as horas em que o padrão 1 ocorreu com mais frequência. Assim, em média, às 0h e às 2h, momentos em que o padrão 1 ocorreu em 24% das observações, verifica-se que o gradiente térmico vertical foi de 0,1ºC/100m. Às 4h o padrão 1 ocorreu em 30% dos dias, verificando-se um gradiente de 0,2ºC/100m. O mesmo valor foi registado às 6h, momento em que o padrão 1 correspondeu a 32% das situações. Às 8h, a frequência diminuiu para 17% e verificou-se um incremento do gradiente relativamente às horas anteriores, com 0,4ºC/100m. Às 10h a frequência de ocorrência é já muito reduzida. Por fim, às 22h volta a haver um aumento na frequência do padrão 1, que ocorreu em 18% das situações, mas em média, a temperatura no vale do Zêzere-ASE foi igual à registada no Cântaro Gordo. A gradação crescente dos gradientes verticais ao longo da noite e madrugada reflecte bem a evolução da inversão térmica e o aumento da intensidade do lago de ar frio até ao seu desaparecimento durante a manhã.

No que respeita à ocorrência mensal, verificámos que apesar do padrão 1 estar presente ao longo de todo o ano, ocorreu com maior frequência nos meses de Janeiro, Fevereiro e Junho (Fig. 5.13).

Padrão 2 (*Altos vales frios*)

Este padrão é próximo do anterior, mas verifica-se que os postos do Vale do Zêzere - ASE e da Fraga das Penas apresentaram em média temperaturas superiores às do Cântaro Gordo (Quadro 5.9 e Fig. 5.14). Os valores do desvio-padrão mostram que houve situações em que as temperaturas no fundo de vale do Zêzere - ASE e no Curral da Nave foram significativamente superiores à do Cântaro Gordo, embora na Candieira, prevalecesse a situação de inversão térmica.

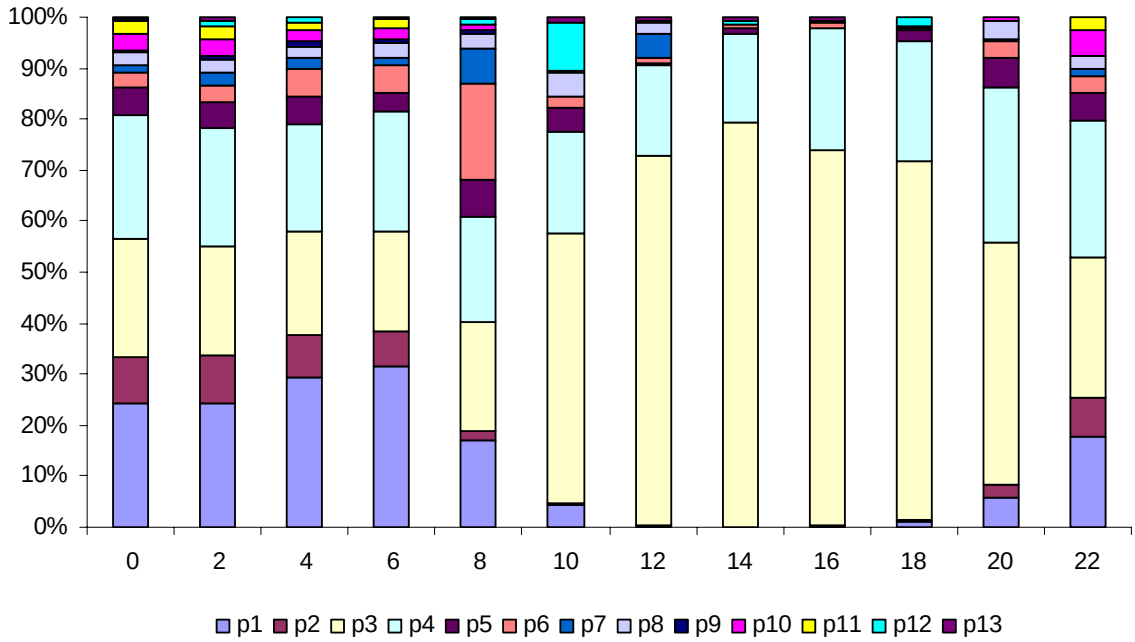


Figura 5.12 – Frequência de ocorrência dos padrões térmicos horários por cada hora para a primeira classificação.

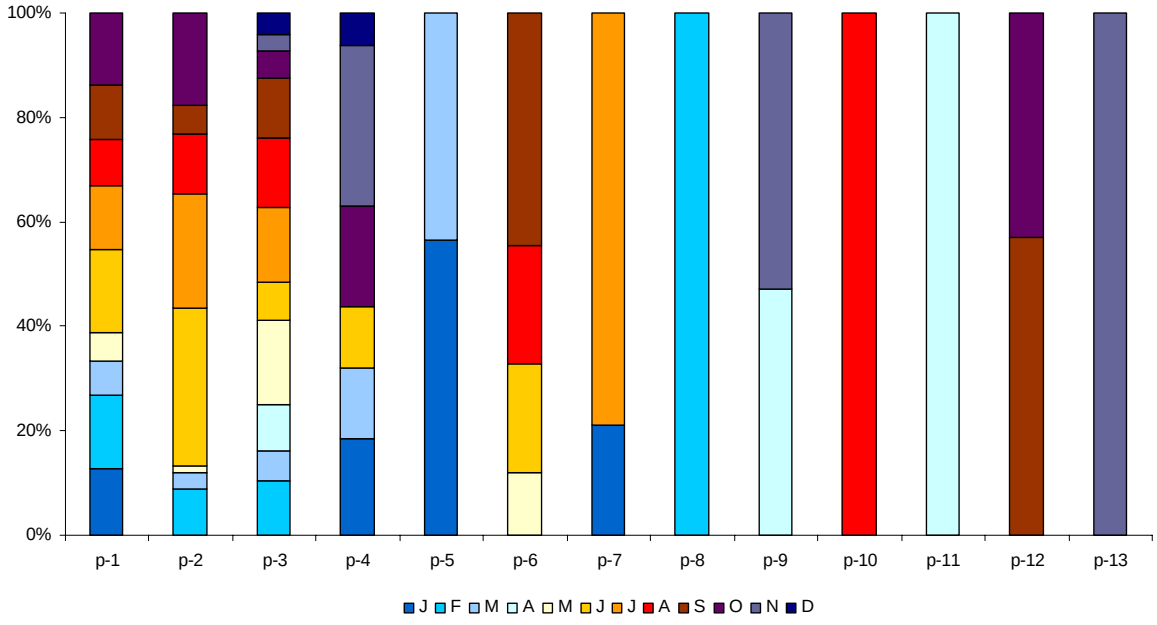


Figura 5.13 – Frequência mensal dos padrões térmicos instantâneos.

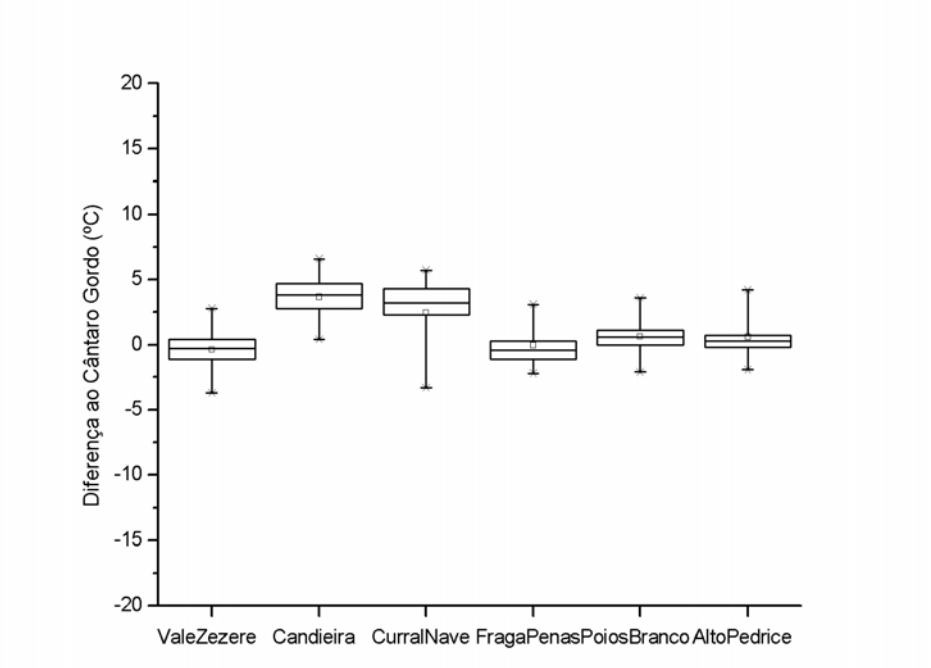


Figura 5.14 - Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 2 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

O padrão 2 representa 4% do total das observações e teve uma distribuição horária semelhante à do anterior, não ocorrendo durante a tarde (Figs. 5.11, 5.12 e 5.13). Em termos de distribuição mensal foi também semelhante, mas foi mais frequente nos meses mais quentes, principalmente em Junho. Este conjunto de horas tem também um comportamento ligado a situações de inversão térmica nas áreas deprimidas, no entanto, a intensidade das acumulações de ar frio é inferior à do padrão 1, porque as diferenças de temperatura em relação ao Cântaro Gordo são menores. Isso observa-se no caso do Vale do Zêzere – ASE, que se encontra em média mais quente do que o Cântaro Gordo, o que se deverá à grande diferença de altitude entre os dois postos (825m), que resulta num aquecimento mais acentuado, por compressão adiabática, ou porque o arrefecimento local é menor. Contudo, os fundos dos vales mais altos, como o da Candieira ou do Curral da Nave, continuam a ser quase sempre mais frios do que o Cântaro Gordo. Acrescenta-se ainda, que a amplitude das diferenças de temperatura neste padrão é inferior à registada no padrão 1.

Padrão 3 *(Fundos de vale muito quentes)*

O padrão 3 agrupa as observações com melhor representação (43%) e ocorreu ao longo de todo ano (Quadro 5.9, Figs. 5.15, 5.11 e 5.13). Neste grupo, o Cântaro Gordo foi, em média, o

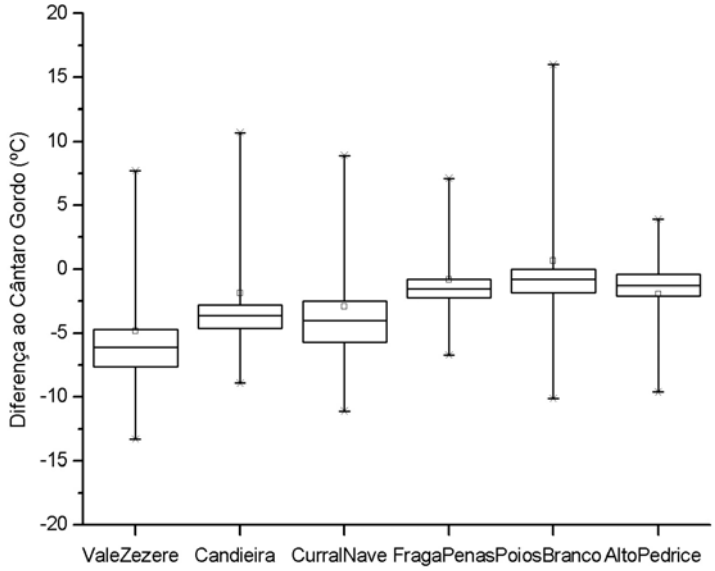


Figura 5.15 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 3 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

posto mais frio e a temperatura diminuiu em geral com a altitude. Existem no entanto horas em que as diferenças máximas podem ser positivas, o que significa que em alguns postos à mesma hora a temperatura foi mais baixa do que no Cântaro Gordo. Em média a diferença entre o posto a menor altitude e o situado a maior altitude foi de 6ºC. Nos postos de menor altitude a amplitude das diferenças de temperatura é maior, aspecto que também se observa no desvio-padrão mais elevado. No essencial, o padrão 3 mostra situações em que os fundos de vale se encontram particularmente quentes, o que é visível nos valores das temperaturas que em 75% das horas foram mais altas do que as registadas no Cântaro Gordo.

No que diz respeito às horas de ocorrência, o padrão está melhor representado durante o dia, das 10h às 22h, apesar de ter ocorrido também a outras horas (Figs. 5.11 e 5.12). Por exemplo, ocorreu em 50% das observações às 10h e em 70% do período entre as 12h e as 18h. No que respeita aos gradientes térmicos verticais, entre as 0 e as 8h observou-se um valor médio de -0,5ºC/100m; às 10h aumentou para -0,7ºC/100m; às 12h para -0,8ºC/100; e às 14h e às 16h atingiu o valor máximo, com -0,9ºC/100m. A partir dessa hora, o gradiente começa a diminuir, passando a -0,8ºC/100m às 18h e a -0,6ºC/100m às 20 e às 22h. Este ritmo diurno do gradiente térmico vertical é muito interessante e traduz bem o desigual aquecimento dos vales e interflúvios durante o dia. No conjunto, durante a maior parte do período de estudo, o gradiente térmico variou entre os -0,5ºC/100m e os -0,9ºC/100m.

Este padrão ocorreu ao longo de todo o ano, à excepção do mês de Janeiro (Fig. 5. 13).

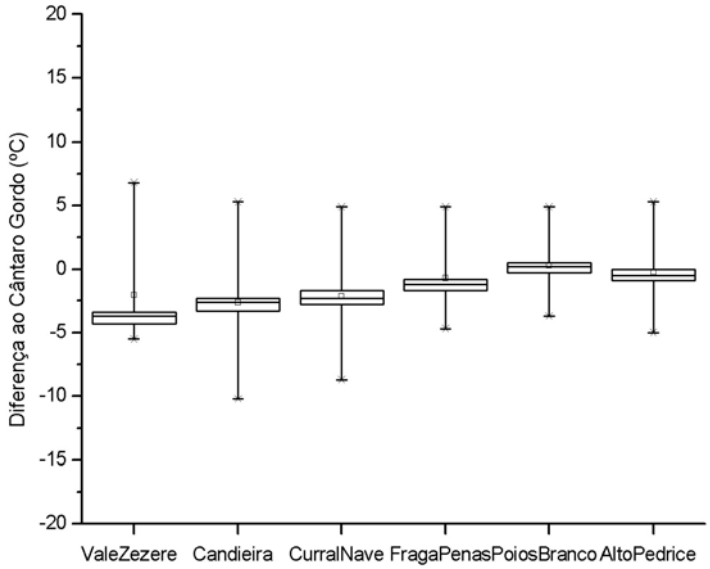


Figura 5.16 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 4 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

Padrão 4 (*Poios Brancos mais frios*)

O padrão 4 caracteriza-se pelo facto de os Poios Brancos estarem mais frios, do que o resto dos postos em 25% das horas, podendo essa diferença, ser de até 1ºC em relação ao Cântaro Gordo (Quadro 5.9 e Fig. 5.16). Este carácter mais frio regista-se também no Alto da Pedrice, embora com menor intensidade, o que ilustra o arrefecimento do sector sul do Planalto Oriental. Apesar da diferença de temperatura em relação ao Cântaro Gordo ser pequena, ela é importante, pois os Poios Brancos situam-se a menos 225 m de altitude. É um padrão que também se distingue do anterior, pelo facto de amplitude térmica ser menor. É o segundo padrão mais importante, com 22% das observações (Fig. 5.10), e ocorreu a todas as horas com uma frequência que variou entre 10 e 30% (Figs. 5.12 e 5.13). O facto de poder ocorrer a qualquer hora do dia apoia a ocorrência em condições de instabilidade atmosférica.

No que diz respeito ao gradiente térmico vertical, verificámos que entre as 16h e as 10h é de -0,5ºC/100m, e que entre as 12h e as 14h é -0,6ºC/100m.

Ao longo do ano, o padrão 3 ocorreu predominantemente no semestre frio, com maior percentagem em Janeiro, Fevereiro e Novembro (Fig. 5.13). Trata-se de um padrão típico de situações de maior instabilidade atmosférica, que indica diferentes condições atmosféricas no planalto oriental e no ocidental.

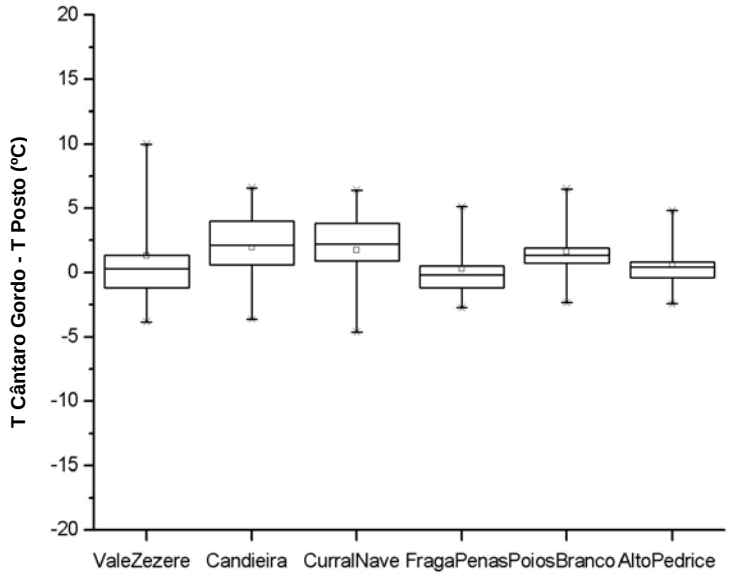


Figura 5.17 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 5 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

Padrão 5 (*Fraga das Penas mais quente*)

O padrão 5 teve uma frequência de apenas 4% (Quadro 5.9, Figs. 5.10 e 5.17), e destaca-se o facto de a Fraga das Penas registar em média temperaturas mais altas que o Cântaro Gordo. Distingue-se do padrão 2 porque as diferenças de temperatura em relação ao Cântaro Gordo não foram tão elevadas. Neste grupo, a diferença de temperatura entre o q1 e o q3 é superior nos postos de fundo de vale, do que nos de interflúvio. Trata-se de uma situação que só ocorreu em Janeiro e Março, entre as 18h e as 10h (Figs. 5.11, 5.12 e 5.13).

Padrão 6 (*Candieira e Fraga das Penas mais quente*)

O padrão 6 ocorreu em 4% das observações e representa as situações em que o posto da Candieira apresentou, em média as temperaturas mais elevadas. É de notar que o posto da Fraga das Penas apresentava também uma temperatura, em média, ligeiramente superior à do Cântaro Gordo, o que sugere um comportamento homogéneo da metade norte do Planalto Ocidental. Em média, os postos com temperatura mais baixa foram os Poios Brancos e o Vale do Zêzere - ASE (Quadro 5.9 e Fig. 5.18). A amplitude das diferenças registadas é geralmente superior nos postos de fundo de vale, embora o posto dos Poios Brancos tenha registado a maior diferença negativa de temperatura, encontrando-se cerca de 16ºC mais frio, situação que pensamos se poder explicar pela presença de nuvens baixas, e por elevada radiação directa no Cântaro.

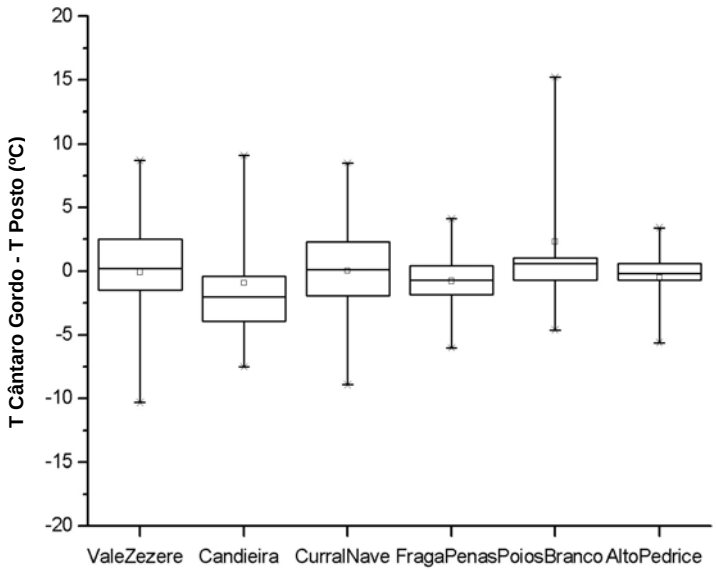


Figura 5.18 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 6 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

O padrão 6 ocorreu no período mais quente do ano, entre os meses de Maio e Setembro, com excepção de Julho (Figs. 5.10 e 5.12). Neste último mês, dominou o padrão 7, que se irá referir a seguir. O presente padrão ocorre fundamentalmente durante a noite, entre as 20h e as 8h (Figs. 5.11 e 5.13).

Padrão 7 (*Vale do Zêzere - ASE, Poios Brancos e Alto da Pedrice mais frios*)

O padrão 7 ocorreu em Janeiro e Julho, entre as 20h e as 12h (Quadro 5.9, Figs. 5.19, 5.11, 5.12 e 5.13). Em Janeiro, ocorreu em 2% das noites e parece estar relacionado com situações de estabilidade atmosférica, em que há formação de um lago de ar frio no vale do Zêzere, como mostram as temperaturas muito baixas do posto ali situado (Fig. 5.19). O facto de os postos da Candieira e do Curral da Nave terem em média temperaturas mais elevadas do que o Cântaro Gordo poderá dever-se a duas razões: por um lado, em altitude os vales podem estar mais expostos ao vento regional, não se observando condições para haver acumulação de ar frio; ou, por outro lado, nos casos em que as observações coincidem com as primeiras horas da manhã, as inversões podem já ter sido destruídas, uma vez que os fundos de vale a maior altitude recebem radiação solar directa mais cedo do que o fundo de vale do Zêzere. Nos outros postos de interflúvio não há em média diferença de temperatura em relação ao Cântaro Gordo.

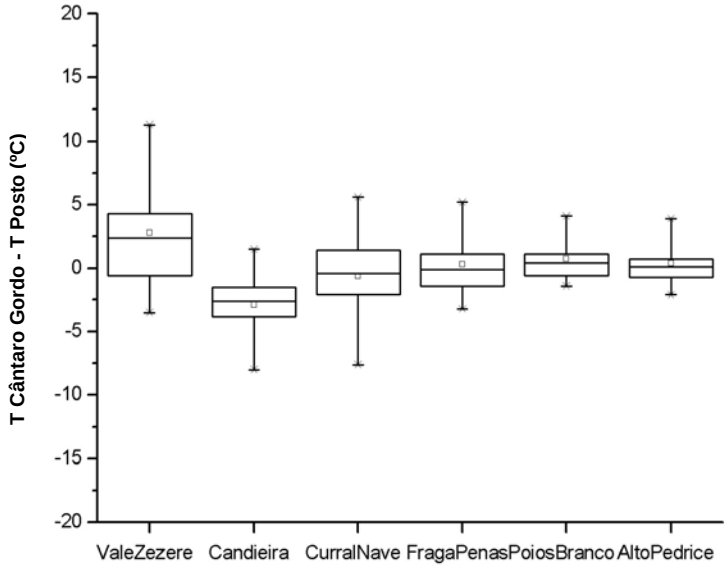


Figura 5.19 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 7 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

Padrão 8 (*Candieira mais quente*)

No padrão 8 a Candieira é o ponto mais quente, e todos os outros postos apresentam temperaturas inferiores às do Cântaro Gordo (Quadro 5.9 e Fig. 5.20). É um padrão que ocorreu em 2,2% das observações (Fig. 5.10). Dominou em Fevereiro e pode encontrar-se a todas as horas, com excepção das 14 e das 16h (Figs. 5.11, 5.12 e 5.13). É um padrão próximo do Padrão 6, embora neste último a Fraga das Penas também se encontrasse mais quente que o Cântaro Gordo, situação que no Padrão 8 não sucede. Para além dessa diferença, também em média os postos estão mais frios do que o Cântaro Gordo e, no caso dos Poios Brancos e do Curral da Nave, em 75% das situações estão mais frios. No padrão 6 havia uma maior representação de madrugada e a ocorrência centrava-se durante a época mais quente, enquanto que o Padrão 8 tem uma maior dispersão horária e ocorre no Inverno.

Este padrão está associado a situações de estabilidade atmosférica. De facto, no mês de Fevereiro dominou este tipo de situações, o que pode justificar o facto de a temperatura no Vale da Candieira ser mais elevada, uma vez que recebe mais horas de radiação solar directa potencial (quase o dobro do posto do Vale do Zêzere – ASE). Além disso a orientação do W-E do vale, com a sua ampla vertente exposta a sul, favorece também o aquecimento preferencial do vale durante o Inverno, quando o sol está mais baixo. Os dados disponíveis não permitem ainda explicar as razões de ocorrência deste padrão durante a noite, mas é provável a diferenciações locais associadas à ventilação.

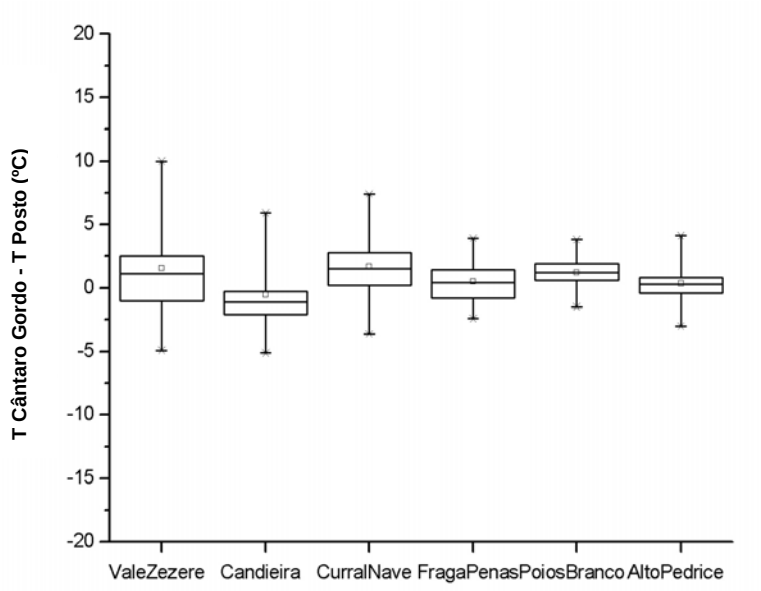


Figura 5.20 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 8 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

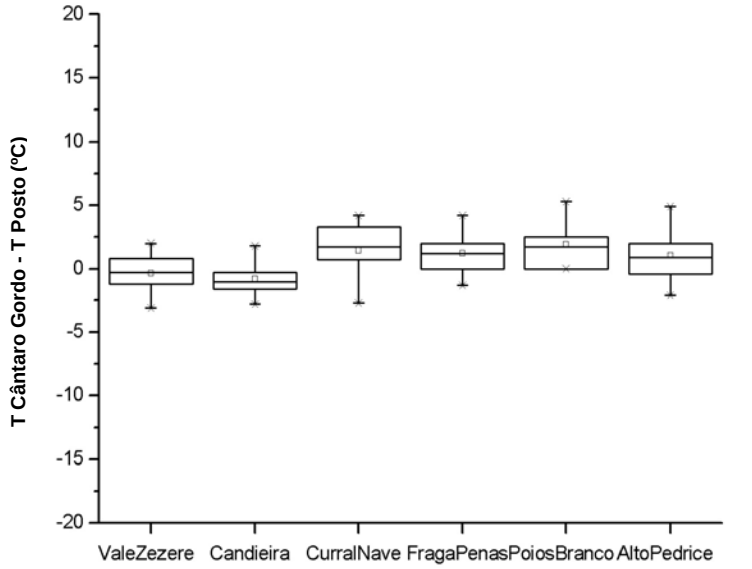


Figura 5.21 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 9 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

Padrão 9 (*Vale do Zêzere - ASE e Candieira mais quentes*)

O padrão 9 reflecte situações em que o Vale do Zêzere - ASE e a Candieira estiveram em média, entre 0,5 e 1ºC mais quentes do que o Cântaro Gordo (Quadro 5.9 e Fig. 5.21). Nos outros, a maior parte das observações corresponderam a situações mais frias do que o Cântaro Gordo. O desvio padrão é idêntico para todos os postos e relativamente baixo (1,2-2ºC).

Trata-se de um padrão que apenas ocorreu em cerca de 0,5% dos casos, o correspondente a 17 observações distribuídas entre as 20h e as 10h, nos meses de Abril e de Novembro (Figs. 5.10, 5.11, 5.12 e 5.13). É um padrão que indicia condições de instabilidade, em que domina a diminuição da temperatura com a altitude.

Padrão 10 (*vale do Zêzere – ASE mais quente*)

Neste padrão o posto do Vale do Zêzere (ASE) esteve mais quente do que todos os outros postos (Quadro 5.9 e Fig. 5.22). Os valores do 3º quartil de todos os outros postos revelam condições mais frias do que o Cântaro Gordo. O padrão tem uma representação de 1,5% e, ocorreu em Agosto, entre as 22 e as 6h (Figs. 5.10, 5.11, 5.12 e 5.13). Tratam-se de noites em que pode ocorrer drenagem de ar frio, embora sem dar origem a inversões térmicas fortes. Considerando as diferenças de altitude, o ar frio drenado das partes altas, ao aquecer ao longo do percurso descendente devido à compressão adiabática, acaba por não originar verdadeiras inversões, mas apenas um ligeiro arrefecimento. É interessante notar que os postos da Fraga das Penas, Candieira e Curral da Nave apresentaram as diferenças médias mais baixas. Será que diferenças locais de nebulosidade, correspondendo a nuvens no alto da montanha, poderão justificar o maior arrefecimento nocturno no planalto na Fraga das Penas, e acumulações de ar frio nos vales mais altos?

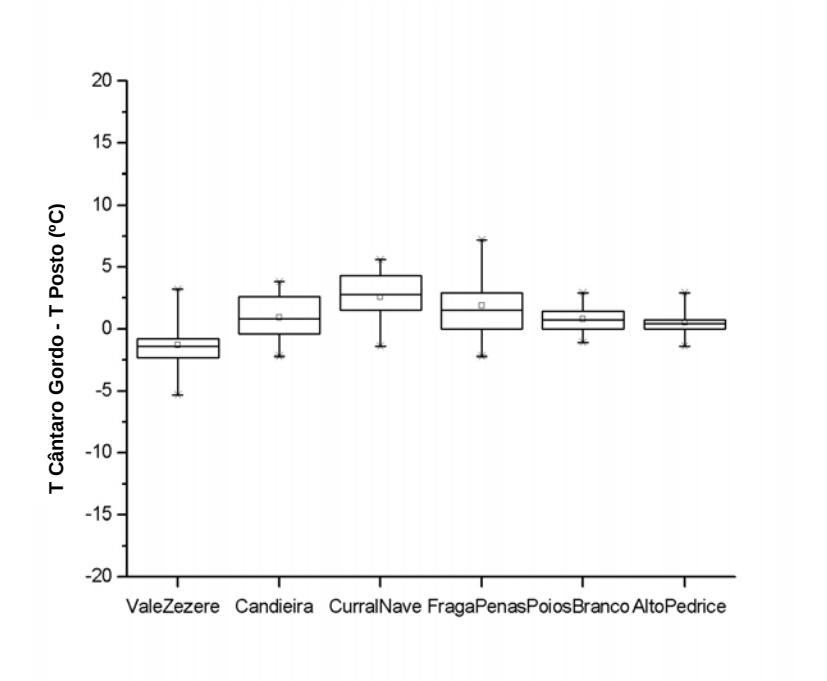


Figura 5.22 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 10 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

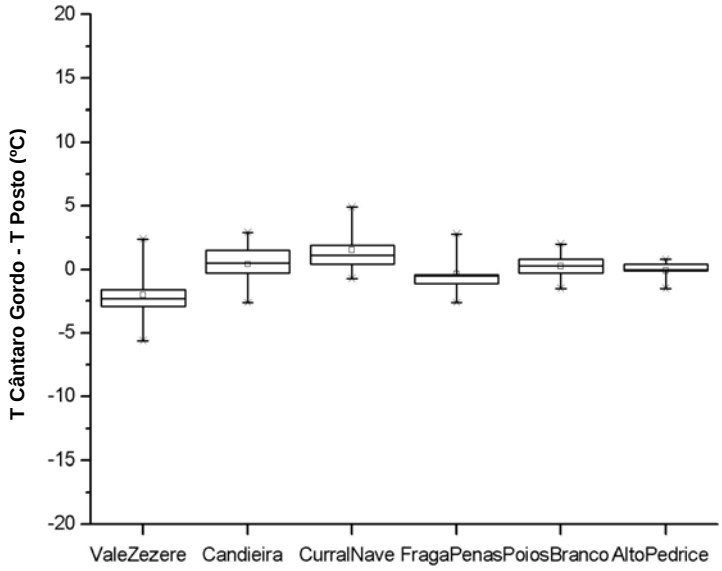


Figura 5.23 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 11 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

Padrão 11 (*Candieira e Curral da Nave mais frios*)

No padrão 11, as temperaturas no posto do Vale do Zêzere - ASE foram superiores aos outros postos, sendo portanto, um padrão não muito diferente do anterior. A diferença essencial é o facto de os outros postos apresentarem uma fraca diferença de temperatura em relação ao Cântaro Gordo, e a Candieira e o Curral da Nave terem registado, em média, temperaturas mais baixas do que o posto do Cântaro Gordo. (Quadro 5.9 e Fig. 5.23). Este grupo corresponde a 1% das observações de Abril, e ocorreu entre as 22h e as 6 h da manhã (Figs. 5.10, 5.11, 5.12 e 5.13).

Padrão 12 (*vale do Zêzere frio*)

Neste pequeno grupo que representa 1% do total, o Vale do Zêzere - ASE está mais frio do que os outros postos, e a Candieira e o Curral da Nave apresentam em média temperaturas cerca de 3ºC mais altas do que o Cântaro Gordo (Quadro 5.9, Figs. 5.24 e 5.10). É um padrão próximo do padrão 7, mas foi isolado daquele pela classificação automática, porque, neste caso, todos os postos estão mais quentes do que o vale do Zêzere. Trata-se de um padrão que ocorreu em Setembro e Outubro, com maior incidência às 10h (Figs. 5.11, 5.12 e 5.13). Tal como já foi referido, a origem do padrão está relacionada com o facto de o Vale do Zêzere ficar à sombra até mais tarde; a inversão térmica é, por isso, destruída mais tarde do que nos vales da Candieira e do Curral da Nave, que recebem radiação solar directa mais cedo.

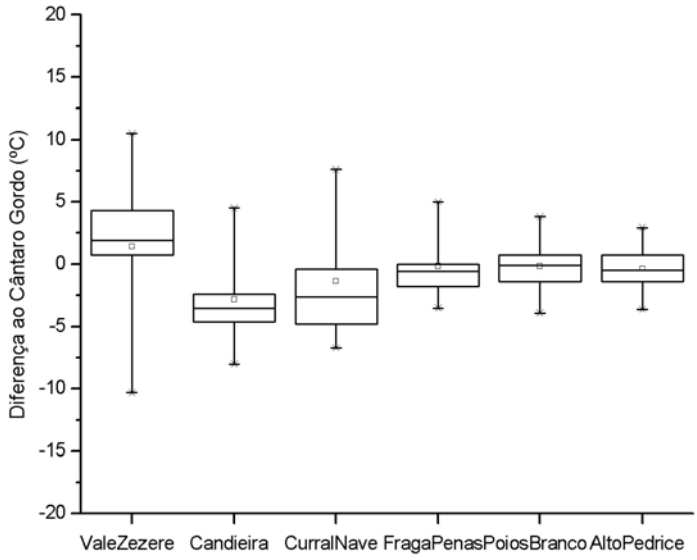


Figura 5.24 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 12 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

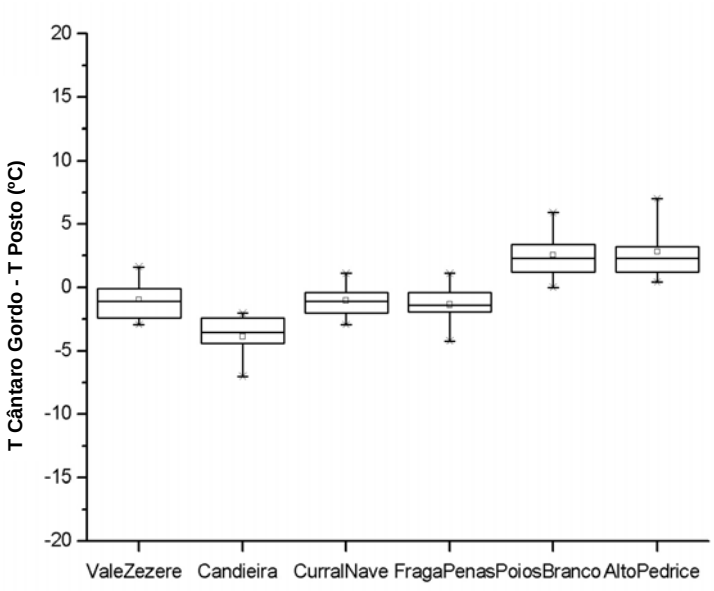


Figura 5.25 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 13 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

Padrão 13 (Planalto oriental mais frio)

Trata-se de um grupo em que os topos do Planalto Oriental estão, em média cerca de 2ºC mais frios do que o Cântaro Gordo (Quadro 5.9 e Fig. 5.25). É uma situação que apenas se verificou em 0,3% das observações (14 casos), ocorridos durante o mês de Novembro (Figs. 5.11 e 5.13). Pode ocorrer a qualquer hora e pode dever-se a várias situações meteorológicas

(Figs. 5.12 e 5.14), embora possa estar relacionado com o facto de o sensor do Cântaro Gordo estar coberto de sincelos ou neve, o que o iria proteger da influência do ar frio.

c) Os factores responsáveis pelos padrões de nível 1

Como forma de avaliar os factores geográficos e meteorológicos que determinaram a classificação dos padrões térmicos obtida, aplicou-se uma análise de variância (*One-way* ANOVA) sobre a classificação obtida. As principais variáveis usadas correspondem à informação da estação meteorológica das Penhas Douradas, obtida a partir do Boletim Meteorológico Diário (IM) e aos dados das reanálises-1 do *NCEP*, para uma janela com as coordenadas entre 30 e 50ºN e 20ºW e 10ºE. Com base no MDT, foi verificado se, às horas de observação diurnas, os postos termométricos se encontrariam potencialmente ao Sol, ou à sombra.

Para a análise, foram apenas usados os registos de 4 observações diárias (0, 6, 12 e 18h), aquelas para os quais existe informação meteorológica publicada[15]. Este facto levou a uma grande redução no número de valores de observação de temperaturas instantâneas analisadas, que corresponde a uma amostra de 1/3 do total das observações disponíveis. É de notar que, mesmo os dados correspondentes às horas acima referidas, extraídas do Boletim Meteorológico Diário, têm muitas lacunas.

A informação das reanálises 1 do *NCEP/NCAR*, foi recolhida para as mesmas horas de observação das Penhas Douradas, tendo-se procedido à análise das variáveis consideradas representativas das condições meteorológicas regionais no momento da observação.

Para além da informação meteorológica, foi estimada a insolação potencial para 3 postos, tendo sido calculada com base no software *Solar Analyst*. A estimativa foi realizada com base no modelo digital de terreno. Os postos foram localizados no DTM para calcular os diagramas solares para cada um deles, nos quais é projectado o relevo. A partir dos diagramas construídos, calcula-se o número potencial de horas de Sol em cada um dos postos. Foram seleccionados três postos de recolha com posições topográficas diferentes (Cântaro Gordo, vale do Zêzere -ASE e Candieira) para ilustrar as condições de insolação.

Por fim, criaram-se variáveis relativas à frequência de cada padrão para as 4 horas de recolha de dados meteorológicos.

Com a informação recolhida foi efectuada uma análise de variância (*one-way ANOVA*), para observar a importância das variáveis em cada grupo. Criou-se uma variável de grupo,

[15] Os dados meteorológicos horários das Penhas Douradas, que adquirimos ao *National Climatic Data Center* (EUA) tinham muitas lacunas, que inviabilizaram o seu uso.

que é referida com um código e que serve para identificar os indivíduos pertencentes a cada um dos padrões. A variável considerada foi a classificação em 13 padrões e a análise de variância foi do tipo *forward stepwise*. Foram consideradas todas as variáveis recolhidas; no entanto da informação das reanálises não houve registos suficientes para o rumo de Nordeste e Sudoeste, não tendo por isso sido considerados na análise. Do grupo de variáveis consideradas, todas elas são significativas para um $p<0,05$ (Quadro 5.10)

A análise de variância revelou que as variáveis com maior significado para a classificação de nível 1 (com um f [16] mais baixo) foram os registos dos tipos de padrões às 0h, o fluxo de Noroeste e a ausência de vento registada nas Penhas Douradas, e das reanálises os fluxos de vento de Norte, Este e Sudeste (Quadro 5.10).

As variáveis utilizadas na análise de variância foram sujeitas a uma análise discriminante de tipo *forward stepwise*. Nesta análise foram consideradas no modelo as variáveis relativas à ocorrência de padrões às 0h, bem como o fluxo de vento de Noroeste e as calmas registadas nas Penhas Douradas. O modelo calculado pela análise discriminante consegue prever 58% da distribuição dos indivíduos por padrão (Quadro 5.11). Os grupos com melhor previsão são os que possuem maior número de indivíduos, nomeadamente o padrão 2 e 3. No que diz respeito aos padrões com menor número de indivíduos, é de salientar que o modelo não consegue prever o padrão 10 e 11. Em relação às funções, a primeira é responsável por 67% da discriminação e a segunda por 48% (Quadro 5.12). As variáveis com maior peso na função 1 são a ocorrência dos padrões horários às 12 e às 18h e a insolação no Cântaro Gordo. Aquelas variáveis situam-se do lado positivo do eixo. Do lado negativo surge a insolação na Candieira e o ómega (ver capítulo 3). No que diz respeito à função 2, tem maior peso a temperatura potencial e a insolação na Candieira, que se situam do lado positivo do eixo e, do lado negativo surgem a ocorrência dos padrões às 12h, 18h e 6h.

No que diz respeito à relação dos padrões com os eixos (Fig. 5.26), do lado negativo do primeiro eixo encontram-se as horas do padrão 1. O eixo 2 parece não influenciar a distribuição deste grupo. Salienta-se que aquele teve uma fraca previsão (38,4% - Quadro 5.13). Este grupo de horas ocorreu predominantemente de noite e os fundos de vale estiveram mais frios do que os interflúvios. A fraca previsão demonstra o facto de as variáveis meteorológicas utilizadas não ilustrarem esse comportamento nocturno.

[16] *F – noise ratio*, que consiste na relação entre a variação das médias num grupo e a variação média esperada.

Quadro 5.10 – Valores médios das variáveis meteorológicas e geográficas usadas na análise de variância para cada um dos padrões térmicos de nível 1. Não são apresentadas as variáveis que apresentam variância de zero.

		TIPO DE PADRÃO TÉRMICO														
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	12	13	**F**	**P**
REANÁLISES 1	Humidade Relativa (%)	84	70	66	86	88	75	84	90	96	66	93	79	96	23	0
	Velocidade do Vento (m/s)	4,1	4,3	4,9	5,2	3,7	4,2	3,5	3,1	4	4,4	2,7	3,4	6,8	6,5	0,00
	Fluxo N	0,02	0,05	0	0	0,04	0	0	0,03	0	0	0,05	0	0	2,2	0,00
	Fluxo E	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,6	0,1	0,3	0,8	0,5	0,5	0,6	0,7	3,1	0,00
	Fluxo SE	0,05	0,01	0,2	0,1	0,02	0,1	0,07	0,07	0,2	01	0,05	0,4	02	3,9	0,00
	Fluxo S	0,04	0,07	0,3	0,2	0,02	0,06	0,1	0,1	0	0,1	0,1	0	0	10	0,00
	Fluxo W	0,2	0,1	0,05	0,09	0,2	0,06	0,38	0,2	0	0,05	0,05	0	0	6,9	0,00
	Fluxo NW	0,2	0,2	0,05	0,09	0,3	0,1	0,1	0,1	0	0,1	0,1	0	0	7,2	0,00
	Ómega (pascal/s)	0,1	0,1	-,03	0	0,1	0,08	0,08	0,05	-,03	0,06	0,06	0,06	-,07	29,4	0,00
	Água Precipitável (kg/m^2)	12,6	15,9	16,6	15,6	8,8	16,7	10,9	11,2	17,4	16,6	17	18,8	20,9	16	0,00
	Pressão (hPa)	970	968	966	967	973	966	970	977	968	967	966	965	965	19	0,00
	Temperatura Potencial(K)	287	292	294	287	282	291	286	284	285	293	289	290	287	39	0,00
BOLETIM METEOROLÓGICO DIÁRIO (PENHAS DOURADAS)	Hora 0	0,1	0,1	0,04	0,09	0,1	0,08	0,08	0,1	0,05	0,1	0,2	0,03	0,07	0,05	0,00
	Hora 6	0,2	0,1	0,03	0,08	0,08	0,1	0,07	0,11	0,1	0,1	0,1	0,06	0	13,9	0,00
	Hora 12	0	0,08	0,1	0,06	0	0,2	0,06	0	0	0	0	0,1	0	15,8	0,00
	Hora 18	0	0	0,1	0,08	0,04	0	0	0,01	0,05	0	0	0	0,07	12,4	0,00
	Velocidade do Vento (km/h)	5,8	11,2	6,5	5	2,5	16,5	7	4,2	6,9	23,7	2,3	23,5	19,8	23,2	0,00
	Fluxo NW	0,04	0	0,1	0,07	0,09	0	0,05	0,13	0,4	0	0,03	0	0	4	0,00
	Calma	0,08	0	0,01	0,01	0,03	0	0	0	0	0	0,07	0	0	3,7	0,00
INSOLAÇÃO POTENCIAL	Cântaro Gordo	0,7	0,5	1,2	0,6	0,6	1	1,3	0,8	0,8	0,4	0,4	1,5	1,5	31,9	0,00
	Vale do Zêzere (ASE)	0,1	0,09	0,7	0,3	0,2	0,7	1,1	0,4	0,1	0,1	0,1	1,3	0,8	37,9	0,00
	Candieira	0,6	0,4	1	0,5	0,5	1	1,2	0,7	0,7	0,3	0,3	1,5	1	27,6	0,00

Os indivíduos do padrão 3 situam-se do lado positivo da função 1 e foram os que tiveram a melhor previsão (78,4%), o que deverá está relacionado com o facto de ser o grupo que tem mais indivíduos. As variáveis com maior relação com este grupo são o fluxo de Este e Sudeste, e também as horas diurnas. Trata-se do grupo em que domina a diminuição da temperatura com a altitude.

Quadro 5.11- Classificação prevista a partir da aplicação das funções discriminantes

	Classificação prevista para cada grupo													
Grupo actual	P1	P2	P3	P4	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P14	P15	P16	% Correcta
Padrão 1	55	15	14	17	12	0	7	0	0	7	1	0	0	38,4
Padrão 2	22	470	73	0	11	3	6	0	0	4	2	2	2	78,4
Padrão 3	18	101	163	9	3	6	2	1	0	5	2	6	6	51,2
Padrão 4	15	1	12	15	0	0	1	0	0	0	0	0	0	34,0
Padrão 6	5	3	6	0	9	0	0	0	0	2	1	0	0	29
Padrão 7	4	9	1	0	0	9	0	0	0	2	0	0	0	34,6
Padrão 8	8	6	0	2	0	0	10	2	0	0	0	0	0	38,4
Padrão 9	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40
Padrão 10	1	6	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Padrão 11	7	6	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Padrão 14	1	2	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	20
Padrão 15	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	25
Padrão 16	16	6	5	0	6	0	0	0	0	1	0	0	0	39,2
Total	152	627	280	43	46	18	26	3	0	21	7	9	9	**58,6**

Quadro 5.12 – Características das funções discriminantes.

Função discriminante	*Eigen values*	%	Variáveis discriminantes	Coeficientes estandardizados das funções discriminatórias		Estrutura factorial (correlações variáveis-scores canónicos)	
				função 1	função 2	função 1	função 2
1	0,83	67	Temp. Potencial	0,2	0,83	0,45	0,77
2	0,30	48	Omega	-0,31	0,18	-0,54	0,12
			H12	0,91	-0,82	0,41	-0,01
			H 18	0,70	-0,33	0,37	-0,06
			Pressão	-0,27	0,00	-0,31	-0,21
			Ins. CAN	-0,54	1,28	0,12	0,28
			Precipitação	0,16	0,01	0,29	0,30
			Insolação ASE	-0,03	-0,42	0,34	0,06
			Insolação CG	0,52	-0,12	0,18	0,26
			HR	0,05	0,00	-0,32	-0,56
			H6	-0,09	-0,45	-0,42	0,05
			E	0,08	0,05	-0,09	0,07
			Vel. Vento (reanálise)	-0,03	-0,02	0,17	-0,09
			SE	0,09	0,05	0,18	0,05

Quadro 5.13 – Desvios instantâneos de temperatura dos postos termométricos ao Cântaro Gordo para cada tipo de padrão térmico de nível 2, durante o ano 2000.

		Alto da Pedrice	Fraga das Penas	Poios Brancos	Vale do Zêzere-ASE	Candieira	Curral da Nave
Padrão 1	Média	0,7	0,6	1,3	0,8	3,4	3,6
	Desvio padrão	1,1	1,7	1,3	2,5	3,1	2,4
Padrão 2	Média	-1,0	-1,5	-1,0	-6,0	-4,0	-4,0
	Desvio padrão	1,5	1,5	2,0	2,5	2,0	2,5
Padrão 3	Média	-0,5	-1,2	0,2	-4,2	-2,7	-2,3
	Desvio padrão	1,1	1	0,9	1,9	1,3	1,5
Padrão 4	Média	-0,1	-0,5	0,4	1	-2,4	-0,6
	Desvio padrão	1,2	1,8	2,9	4	2,7	3,3

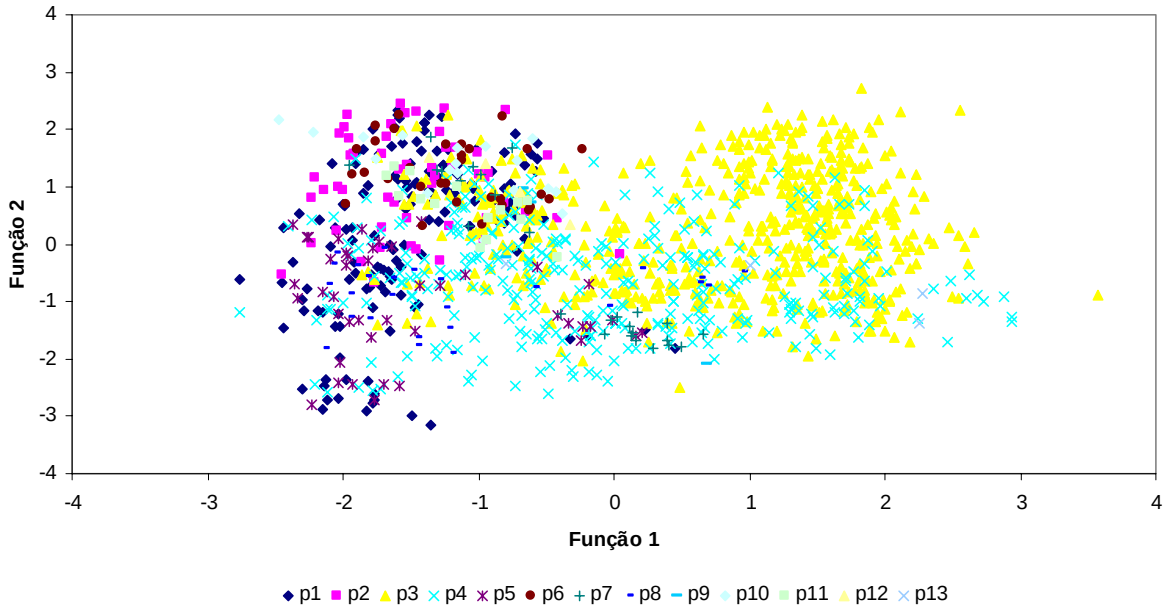


Figura 5.26 – Projecção das funções e dos padrões.

O padrão 4 que, corresponde a 25% das horas, não demonstra a clara relação com nenhum dos eixos, no entanto parece dominar do lado negativo da função 2. Trata-se do padrão em que os Poios Brancos estão mais frios e há maior relação com a ocorrência às 6h e às 12h e, com valores baixos de insolação, até porque este padrão surge principalmente no Inverno e associado a condições de instabilidade atmosférica.

Do lado negativo dos dois eixos surgem os padrões p5, p8 e p9 que, correspondem 6,7% das observações. São os padrões que apresentam menor insolação no vale do Zêzere – ASE, tendo maior frequência às 6h. São padrões em que alguns dos fundos de vale estavam mais quentes (no caso do padrão 5, a Candieira e o Curral da Nave, no caso do padrão 8, a Candieira e, no caso do padrão 9, a Candieira e a ASE).

Por fim, do lado positivo da função 1 e do negativo da função 2 surgem os padrões 11, 10, 6, 7 e 12, que agrupam horas com padrões nocturnos, à excepção do padrão 14 que ocorre às 10h. Este grupo de horas corresponde a 15% da amostra. Trata-se de padrões que ocorrem no período mais quente.

Para concluir, a função 2 separa o período mais quente do lado positivo do eixo e o mais frio do lado negativo e, a função 1 separa as condições de estabilidade atmosférica do lado negativo do eixo das condições de instabilidade do lado positivo.

Quando os vales estão mais frios há maior estabilidade atmosférica e foram observados os padrões 1, 2, 11, 7 e 12 que ocorrem durante a noite. O p1, p7 e p12 ocorrem no Inverno e o p2 e p11 no período mais quente, quando os fundos de vale não ficam tão frios. Nestas condições a velocidade do vento na reanálise foi mais fraca, e predominante de norte, e o ómega era positivo.

5.4.3. Classificação dos padrões térmicos instantâneos através de *k-means* (nível 2)

Como se verificou no ponto anterior, a primeira classificação das diferenças instantâneas de temperatura do ar em relação ao Cântaro Gordo, que resultou em 13 tipos de padrões térmicos, apesar de ter contribuído para uma caracterização do ritmo térmico diário na Serra da Estrela, não possibilitou uma discriminação satisfatória dos factores que originam os padrões. Este aspecto relaciona-se, por um lado, com a fraca qualidade dos dados relativos às variáveis discriminantes, mas também com o elevado número de padrões e, com as pequenas diferenças entre alguns deles. Para superar estas limitações, procedeu-se à reclassificação das observações através de uma análise *k-means*, mas definindo apenas 4 *clusters* de referência (Fig. 5.27).

a) Padrão 1 (Fundos de vale mais frios)

O padrão 1 representa 27% do total das observações e é constituído pelos episódios em que o Cântaro Gordo registou temperatura mais elevada do que os outros postos, em particular em relação aos postos de fundo de vale (Quadro 5.13, Figs. 5.27 e 5.28). Esta tendência é também

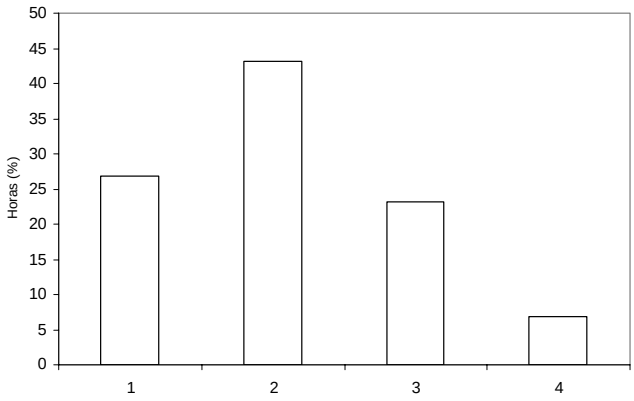


Figura 5.27 – Frequência dos padrões térmicos horários, para a segunda classificação.

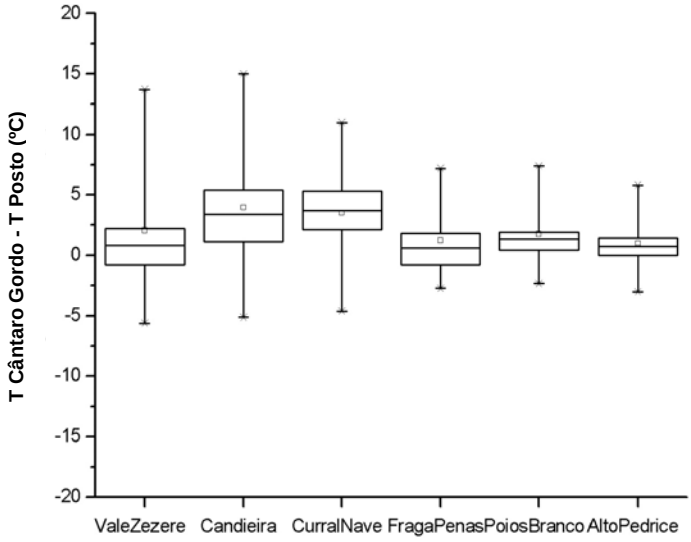


Figura 5.28 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 1 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

marcada por valores de desvio-padrão mais elevados nos postos de fundo de vale. Trata-se de um padrão que ocorreu ao longo de todo o ano, e que teve maior frequência em Janeiro, Fevereiro e nos meses de Verão (Fig. 5.29). Está associado a condições de estabilidade atmosférica, em que os fundos de vale estão mais frios do que os interflúvios, verificando-se inversões térmicas nas áreas deprimidas. Trata-se, por isso, de um padrão que ocorreu principalmente durante a noite, entre as 20 e as 10h (Figs. 5.30 e 5.31).

No que respeita ao gradiente térmico vertical, estimado a partir dos dados dos postos do Cântaro Gordo e Vale do Zêzere (ASE), verifica-se que entre as 0 e as 6h, em cerca de 50% das observações, as temperaturas são iguais nos dois postos. Em 40% dos registos às 22h também acontece o mesmo. Com menor percentagem, em cerca de 31% dos casos, às 8h, há um aumento de 0,2ºC/100m.

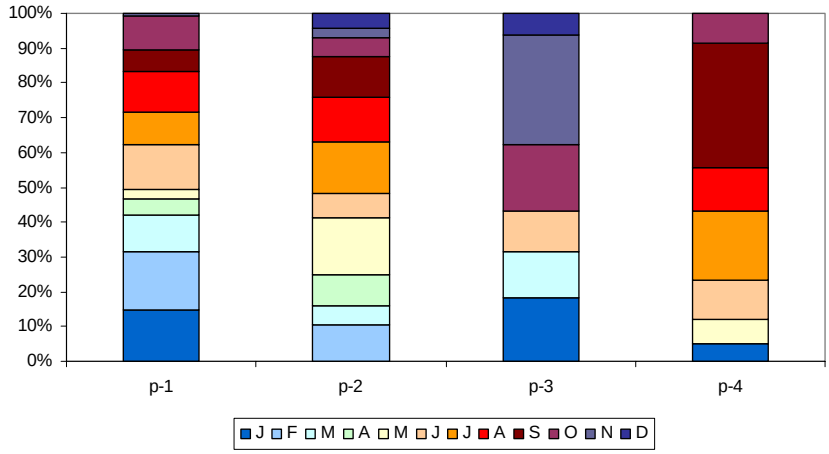


Figura 5.29 - Frequência de ocorrência dos padrões térmicos horários por mês, para a segunda classificação.

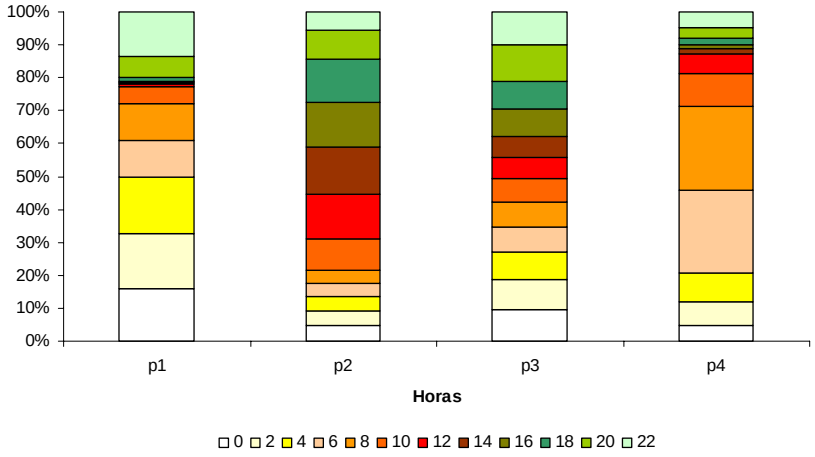


Figura 5.30 - Frequência de ocorrência das horas por padrão térmico, para a segunda classificação.

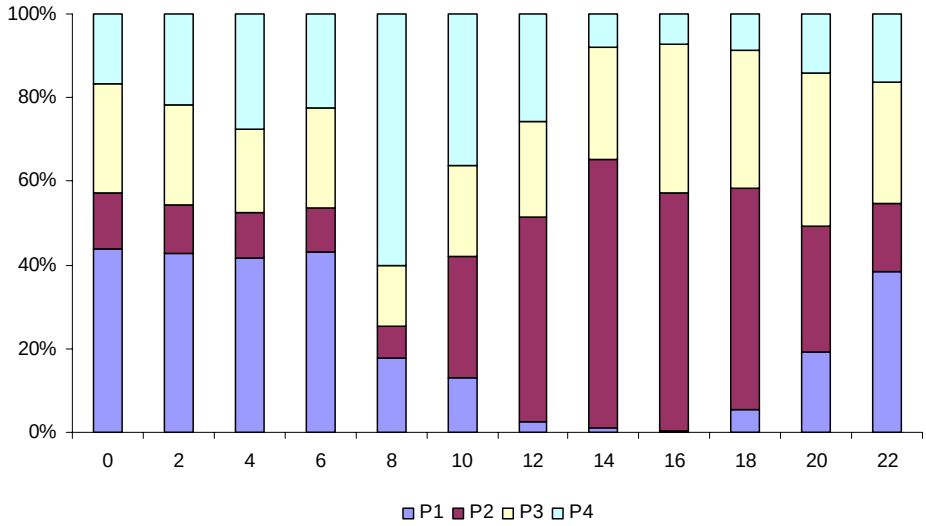


Figura 5.31 - Frequência de ocorrência dos padrões térmicos por hora, para a segunda classificação.

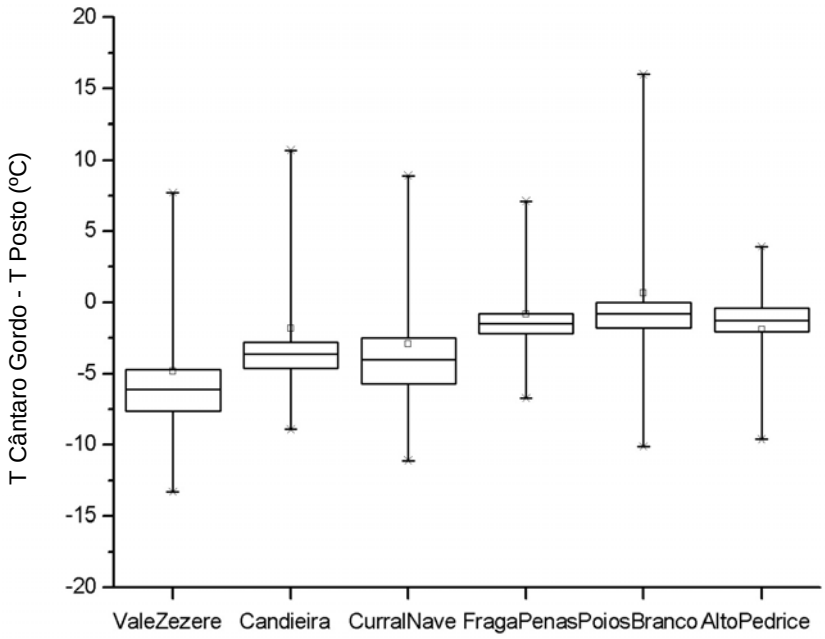


Figura 5.32 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 2 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

b) Padrão 2 (interflúvios mais frios)

No padrão 2 agrupam-se as observações em que o Cântaro Gordo esteve mais frio do que os outros postos, dominando a diminuição da temperatura com a altitude. Os valores mais elevados do desvio-padrão ocorrem nos postos situados a menor altitude (Quadro 5.13, Fig. 5.32). Trata-se do padrão com maior representatividade (43%) e ocorreu em todos os meses, com excepção de Janeiro (Fig. 5.29). É de salientar que teve maior frequência nos meses mais quentes e que ocorreu fundamentalmente de dia, entre as 10 e as 22h (Figs. 5.30 e 5.31).

Analisando a variação da temperatura com a altitude, em cerca de 20% dos registos entre as 0 e as 8h, houve uma diminuição de -0,5ºC/100m. Às 10h, em 53% dos casos, a diminuição da temperatura com a altitude, passa para -0,7ºC/100m. A taxa de arrefecimento aumenta ainda mais entre as 12 e as 18h e, em 70% dos registos, é de -0,8ºC/100m. Às 20h, que corresponde a 47% dos registos totais, há uma diminuição de -0,5ºC/100m.

c) Padrão 3 (Poios Brancos mais frios)

Nos episódios do padrão 3, o posto dos Poios Brancos esteve mais frio do que o Cântaro Gordo, e os restantes, apresentavam temperaturas do ar superiores. É um conjunto de observações, que tem uma elevada percentagem de ocorrência (23%), o que as torna

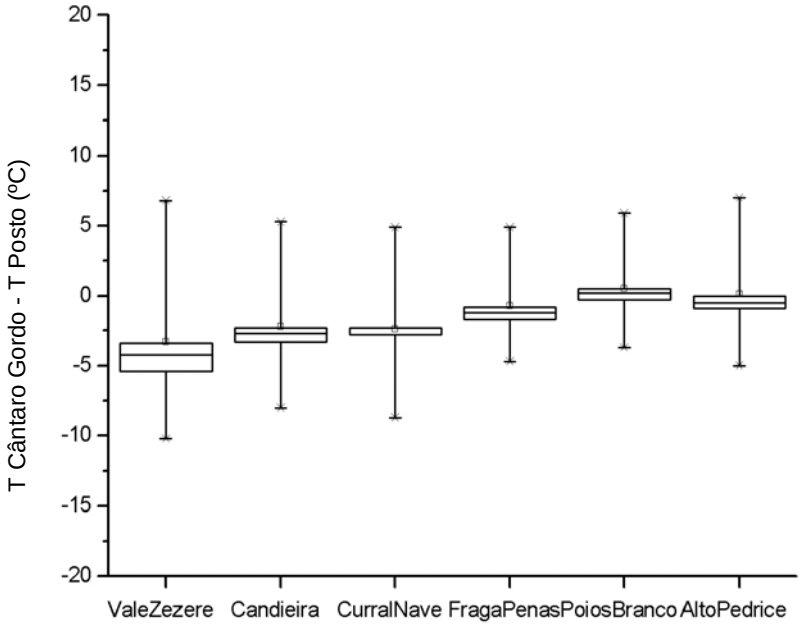


Figura 5.33 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 3 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

especialmente significativas (Figs. 5.27 e 5.33). De uma forma geral, a temperatura diminui com a altitude e podemos encontrar este padrão a qualquer hora do dia, o que denota um carácter de instabilidade (Quadro 5.13, Figs. 5.30 e 5.31). Os eventos que tiveram este comportamento ocorreram nos meses de Janeiro e de Novembro (Fig. 5.29), e registaram uma diminuição de temperatura de -0,5ºC/100m, que entre as 14 e as 16h passa para -0,6ºC/100m.

d) Padrão 4 (vale do Zêzere – ASE mais frio)

O padrão 4 é muito interessante e integra as situações em que apenas o posto do Vale do Zêzere (ASE) esteve mais frio do que o Cântaro Gordo e ocorreu em 7% das observações, com maior representatividade entre as 8 e as 10h (Quadro 5.13, Figs. 5.27, 5.30, 5.31 e 5.34). É um tipo de situação que ocorreu principalmente entre Maio e Junho (Fig. 5.29).

Neste padrão, a temperatura no Vale do Zêzere (ASE) é, e em média, igual à do Cântaro Gordo entre as 22h e 6h, mas nas outras horas verificou-se uma diminuição da temperatura com altitude. É um padrão que pode estar associado a inversões térmicas no fundo do vale do Zêzere, que só terminam quando este recebe radiação solar directa.

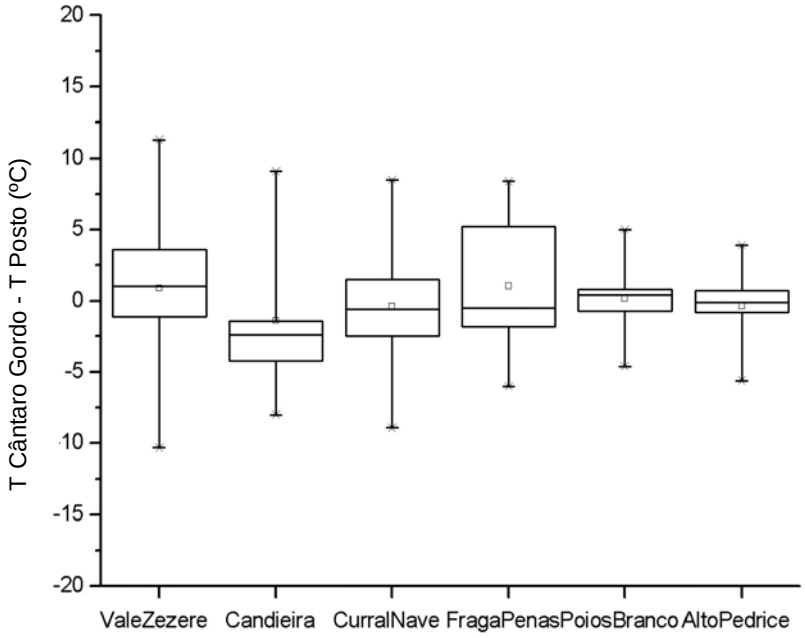


Figura 5.34 – Diferença da temperatura do ar entre o posto do Cântaro Gordo e os outros postos termométricos, para situações classificadas como padrão 4 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). Os valores positivos indicam que o Cântaro Gordo está mais quente.

A divisão do período de estudo em quatro padrões (classificação de nível 2) fornece resultados interessantes ao nível da variação da temperatura com a altitude ao longo do ano. Assim, às 0h, 2h e 4h, em 47 a 50% das observações, a temperatura do ar no Vale do Zêzere - ASE era igual à do Cântaro Gordo. Para as mesmas horas, em 42 a 48% das observações registou-se um gradiente de -0,4ºC/100m. Em relação às 6h, em 50% das observações houve um gradiente vertical de +0,1ºC/100m e em 43%, registou-se um gradiente de -0,5ºC/100m. Ás 8h, em 42% das observações também se registaram -0,5ºC/100m, e em 27% das situações registaram-se -0,4ºC/100m, e em 31% dos casos, inverte-se o gradiente, isto é, registou-se um aumento da temperatura do ar em altitude de 0,2ºC/100m. Às 10h, em 53% dos casos, há uma diminuição de -0,7ºC/100m, em 21% das situações a diminuição pode ser só de -0,4ºC/100m e em 15%, pelo contrário, há um aumento de 0,6ºC/100m. Às 12h, em 73% das situações, há uma diminuição de -0,8ºC/100m e, em 18% dos casos, pode ser inferior a -0,5ºC/100m. Às 14h, em 79% dos casos há uma diminuição de -0,9ºC/100m e em 18% a diminuição foi de -0,6ºC/100m. Às 16h em 74% dos casos a temperatura do ar diminui em média -0,9ºC/100m e em 18%, -0,5ºC/100m. Às 18h em 70% dos casos diminui 0,8ºC/100m e em 24%, 0,5ºC/100m. Às 20h em 47% dos casos diminui -0,6ºC/100m, em 31% diminui 0,5ºC/100m e em 19% é igual em todos os postos. Por fim, às 22h, em 57% dos casos, a temperatura diminui -0,5ºC/100m e em 41% é igual em todos os postos.

Depois da descrição dos tipos de padrão, foi realizada uma análise de variância (one-*way ANOVA*) com as mesmas variáveis meteorológicas e geográficas, usadas para a classificação de nível 1 (ver acima). O objectivo é, também, identificar os parâmetros que melhor explicam a classificação obtida. No quadro 5.12 são apresentadas as variáveis significativas para $p<0,05$. De todas as variáveis, destacam-se o ómega e a frequência dos padrões às 18h.

O padrão 1 caracteriza-se por ter maior ocorrência às 6h. É o grupo que inclui observações com uma pressão atmosférica média mais elevada, com menor velocidade média do vento, com menor quantidade de água precipitável média na troposfera, e apresenta um valor médio de ómega positivo, o que indica que não há movimento ascendente das massas de ar.

Ao contrário do anterior, o Padrão 2 apresenta um valor médio de ómega negativo, o que indica a ocorrência de movimentos verticais. Este padrão ocorre predominantemente de dia (entre as 12 e as 18h) período em que *a Convective Boundary Layer* está mais desenvolvida. Por ser um padrão predominantemente diurno, a humidade relativa é menor e a temperatura potencial maior.

O Padrão 3 pode ocorrer a qualquer hora, o ómega é negativo e a humidade relativa é elevada.

Por ultimo, o padrão 4 só não ocorre às 18h (considerando o grupo de 4 horas de registo de dados meteorológicos) e, é o grupo que é constituído pelo conjunto com maior insolação potencial às 12h.

As variáveis foram consideradas na análise discriminante, com o objectivo de identificar as que melhor poderiam prever a formação dos padrões, e as significativas estão representadas no quadro 5.14.

Os resultados da análise discriminante melhoraram em relação aos obtidos para a classificação de nível 1 e neste caso, a função classifica correctamente 74% da amostra (Quadro 5.15). No grupo 1 e 2, os padrões horários foram bem classificados (respectivamente 86% e 84%). Contudo, no caso dos padrões 3 e 4 a discriminação foi fraca (padrão 3 = 34 % e padrão 4 = 23%).

A primeira função é responsável por 71% da discriminação. Os coeficientes estandardizados das variáveis canónicas mostram uma elevada contribuição das seguintes variáveis: água precipitável, pressão atmosférica e, frequência dos padrões às 0 e às 6h (Quadro 5.16). No lado positivo da função encontram-se as horas com mais água precipitável na baixa atmosfera e com velocidade do vento regional superior. No lado negativo surgem os padrões com menor frequência às 0 e as 6h e com menor temperatura potencial.

Quadro 5.14 – Médias das variáveis meteorológicas e geográficas para cada um dos grupos da classificação de nível 2. Não são apresentadas as variáveis que apresentam variância de zero.

	1	2	3	4	**F**	**P**
HR (reanálise) (%)	82	66	86	80	37,7	0
Velocidade Vento (m/s) (reanálise)	3,9	4,9	5,3	3,9	57,9	0,00
N (reanálise)	0,04	0	0	0,01	14,9	0,00
E (reanálise)	0,4	0,3	0,4	0,4	7,5	0,00
SE (reanálise)	0,05	0,2	0,1	0,1	27,9	0,00
S (reanálise)	0,07	0,3	0,3	0,1	104,5	0,00
W (reanálise)	0,2	0,06	0,09	0,19	48,5	0,00
NW (reanálise)	0,2	0,06	0,1	0,1	58,3	0,00
Ómega (pascal/s, reanálise)	0,1	-0,03	-0,01	0,08	317,6	0,00
Água precipitável (kg/m^2) (reanálise)	13	16,6	15,6	14,5	78,1	0,00
Pressão (pascal, reanálise)	97031	96636	96666	96802	106	0,00
Temp. potencial (K, reanálise)	287	294	287	289	75	0,00
Hora 0	0,2	0,04	0,1	0,1	58	0,00
Hora 6	0,1	0,04	0,1	0,1	89	0,00
Hora 12	0,01	0,1	0.1	0,1	97	0,00
Hora 18	0,02	0,1	0,1	0	120	0,00
NW (PD)	0,1	0,2	0,1	0,03	14,3	0,00
Calma (PD)	0,1	0,01	0,01	0	15,1	0,00
Insolação CG	0,7	1,2	0,7	1,2	40	0,00
Insolação ASE	0,2	0,7	0,4	1	61,7	0,00
Insolação CAND	0,6	1	0,6	1,2	28,8	0,00

Quadro 5.15- Previsão dos grupos com a análise discriminante para a 2ªclassificação.

Classificação prevista para cada grupo					
Grupo actual	Grupo I	Grupo II	Grupo III	Grupo IV	Percentagem correcta
Grupo I	162	17	8	1	86
Grupo II	30	236	13	1	84
Grupo III	26	37	33	2	34
Grupo IV	6	8	6	6	23
Total	224	298	60	10	74

Quadro 5.16 – Características das funções discriminantes.

Função discriminante	*Eigen values*	%	Variáveis discriminantes	Coeficientes estandardizados das funções discriminatórias		Estrutura factorial (corre.-variaveis-scores canonicos)	
				Root 1	Root 2	Root 1	Root 2
1	1,06	71	Omega	-0,1	-0,1	-0,5	-0,2
2	0,21	41	Temp. Potencial	-0,3	1,6	0,3	0,5
			H 0	-0,8	0,3	-0,3	0,1
			H 6	-0,8	0,4	-0,3	0,08
			Pressão	-0,29	0,5	-0,3	0,04
			Precipitação	0,48	-0,4	0,3	0,4
			Ins. CAN	0,17	-0,7	0,1	-0,06
			HR	-0,2	0,8	-0,23	-0,2
			NW	0,1	0,2	0,09	0,1
			NW (PD)	-0,2	0,1	-0,2	-0,1
			W	-0,2	0,1	-0,2	-0,1
			Vel. Vento (reanálise)	0,1	-0,1	0,1	-0,2
			N	-0,06	0,1	-0,1	0,15
			Ins.CG	-0,07	0,6	0,1	0,007
			Calma	-0,006	0,1	-0,06	0,1

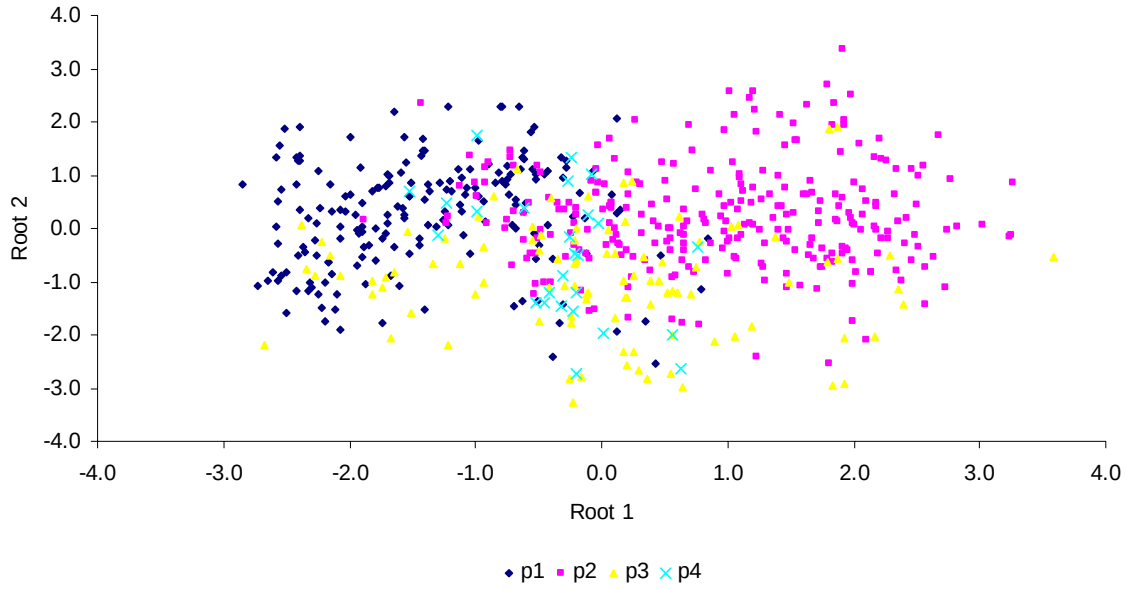


Figura 5.35 - Projecção dos *scores* canónicos dos padrões segundo as 2 funções, para a 2ªclassificação.

A segunda função é responsável por 21% da discriminação. As variáveis que contribuem mais para este eixo são a temperatura potencial e a humidade relativa. Observa-se então, que do lado positivo do eixo surgem as observações com maior temperatura potencial e maior humidade relativa.

A projecção dos *scores* canónicos dos padrões segundo as funções 1 e 2 está representada na figura 5.35. Observa-se que os padrões 3 e 4 estão dispersos pelos eixos e, que o Padrão 1 se situa do lado negativo da função 1 e o padrão 2 do lado positivo. Salienta-se que a influência dos *scores* das variáveis da segunda função são visíveis entre os grupos 2 e 3.

5.4.4. Conclusão: Os padrões horários instantâneos nos planaltos e alto vale do Zêzere

Neste ponto estudaram-se os padrões térmicos horários na Serra da Estrela para o período com dados comuns a todos os postos de medição. Realizaram-se duas classificações dos padrões térmicos horários, através da *cluster* análise, do tipo *k-means*. São ambas apresentadas porque fornecem informações interessantes, que se complementam. Uma das classificações é constituída por 13 tipos de padrões e outra por 4 tipos. A necessidade de realizar duas classificações surgiu porque, se pretendia compreender a importância das variáveis meteorológicas e geográficas na formação dos tipos de padrões. No entanto devido à reduzida informação meteorológica registada nas Penhas Douradas ao nível horário, foi necessário reduzir o número de padrões. Esta última classificação forneceu informação interessante ao nível da distribuição horária da temperatura do ar na Serra.

Na análise relativa aos 13 padrões, os vales estão mais frios do que os interflúvios nos padrões: 1, 2, 11, 7 e 12. Tratam-se de padrões que ocorrem durante a noite, os 1, 7 e 12 predominam no Inverno, e os 2 e 11 ocorrem no período mais quente. Tratam-se de horas em que o vento foi fraco, predominante de Norte e o valor de ómega foi positivo. Os padrões em que os topos estão mais frios são os: 3, 4, 5, 6, 8, 9, 10 e 13. Tratam-se de horas dispersas ao longo do ano, em que a velocidade do vento foi maior do que no grupo anterior, e o rumo foi predominante de Este. O valor de ómega neste conjunto é negativo, o que significa que há ascensão das massas de ar. Trata-se portanto de um grupo que ocorreu em situações de menor estabilidade atmosférica.

A segunda classificação agrupa as horas em 4 grupos. No padrão 1 a temperatura nos fundos de vale foi mais baixa do que nos interflúvios próximos (27%). Trata-se de um conjunto que ocorreu entre as 10 e as 20h, durante as noites mais frias. No padrão 2, os interflúvios estiveram mais frios do que os fundos de vale (43%) e ocorreu fundamentalmente de dia e com maior frequência nos meses mais quentes. O padrão 3 (23% das horas) é constituído por horas em que os interflúvios estão mais frios do que os fundos de vale, e pode ocorrer a qualquer hora do dia, nos meses mais frios. No padrão 4 a temperatura no vale do Zêzere é mais baixa, e ocorre no início do dia, às 8 e 10h, durante os meses mais quentes. Os padrões 1 e 4, ocorrem de noite e estão associados a condições de estabilidade atmosférica. O

primeiro domina nas noites mais frias, e desenvolve-se ao longo da noite e o segundo ocorre ao nascer do Sol nos meses mais quentes. É interessante verificar que no Verão o fundo de vale do Zêzere só às 8 e 10h é que tem uma temperatura inferior à registada no interflúvio, uma vez que a essa hora já recebe radiação solar directa. O padrão 2 e 3 ocorrem em situações de menor estabilidade atmosférica, fundamentalmente durante o dia.

A análise dos padrões térmicos horários permitiu observar alguns aspectos interessantes, apesar das variáveis meteorológicas serem escassas para uma identificação mais exaustiva dos factores meteorológicos que separam os vários tipos de padrões. Para uma abordagem mais desenvolvida seria necessário existir uma rede de recolha de informação meteorológica mais completa, que recolhesse dados relativos às temperaturas do ar, humidade relativa, direcção e velocidade do vento e radiação solar incidente. Seria também importante conhecer a estrutura vertical da atmosfera no fundo de vale, realizando recolha dos mesmos elementos a várias alturas a partir do solo.

5.5. OS PADRÕES DAS TEMPERATURAS MÍNIMAS DO AR DIÁRIAS NO INVERNO DE 1999/2000

5.5.1. Introdução

As características topográficas da serra, que se podem resumir à existência de planaltos profundamente dissecados por vales com vertentes declivosas, com comandos até 700m, vão influenciar os padrões térmicos. No entanto, a topografia vai ter um papel diferente, consoante o tipo de estabilidade térmica vertical da atmosfera. Precisamente com este ponto pretende estudar-se a influência da topografia nas temperaturas mínimas do ar para diferentes condições atmosféricas.

Utilizaram-se os registos de 9 *dataloggers* instalados na Serra para ilustrar a influência da topografia e da altitude na temperatura do ar. Os aparelhos foram instalados nos planaltos (Cântaro Gordo, Piornal, Fraga da Penas, Alto da Pedrice e Poios Brancos) e em fundos de vale (Covão Cimeiro, Candieira, vale do Zêzere-ASE e o Curral da Nave; Figs. 5.2. e 5.36).

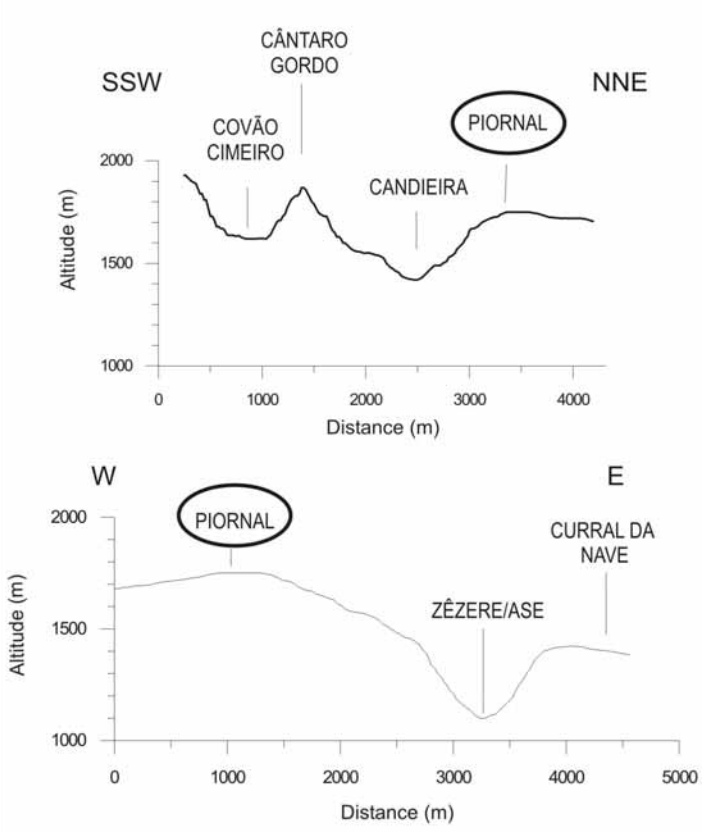


Figura 5.36 – Perfis topográficos transversais nos vales do Zêzere e Candieira com a localização dos postos termométricos.

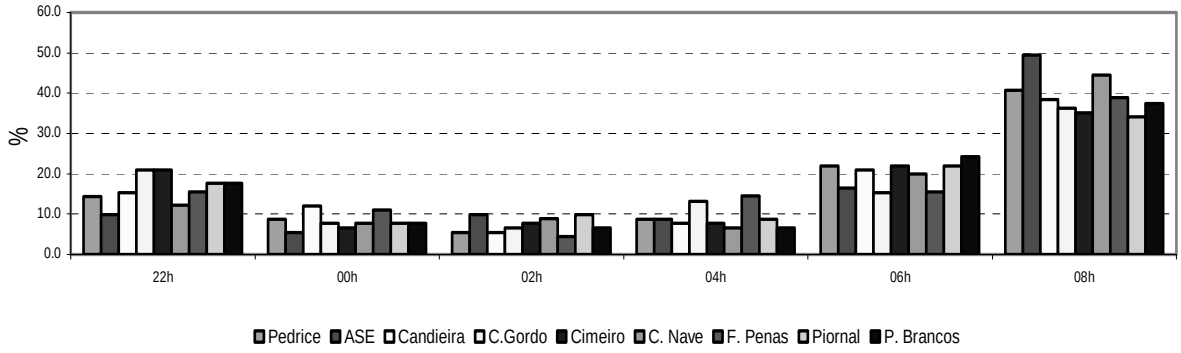


Figura 5.37 – Hora de ocorrência da temperatura mínima diária entre 27/12/1999 e 27/03/00.

Os postos termométricos foram instalados em locais abertos, afastados de árvores e de obstáculos. Os dados utilizados foram recolhidos com um intervalo de duas horas entre 27/12/99 e 27/3/00. O objectivo principal desta análise foi de estudar a influência da topografia na temperatura mínima do ar. Como a hora a que ocorre a temperatura mínima varia de dia para dia, foi estudada a sua frequência horária. Com base na análise, verificou-se que a hora de maior ocorrência foi às 8h. Seguidamente, seleccionaram-se os registos da temperatura do ar a essa hora (Fig. 5.37).

Para identificar os padrões espaciais da temperatura do ar, independentemente da temperatura registada, foi necessário calcular as diferenças em relação a um posto de referência (Fig. 5.38). Procedeu-se desta forma porque, caso contrário, a análise estatística iria separar os dias frios dos mais quentes, e não permitiria a identificação de padrões térmicos que evidenciassem a influência da topografia (Hogan e Ferrick, 1997; Pepin e Losleben, 2002). O posto de referência escolhido foi o do Piornal, porque era o que possuía até essa data a série mais completa de dados. O posto, situado no planalto ocidental, traduz o comportamento da posição de interflúvio, aspecto que se pode observar nos elevados coeficientes de correlação entre os postos nessa posição (Fig. 5.38 e Quadro 5.17).

Por outro lado, a correlação entre a temperatura do ar registada nos postos de interflúvio e a dos postos de fundo de vale é menor, devido à frequente inversão da temperatura do ar no fundo dos vales. Este aspecto é visível na diferença negativa dos valores da temperatura entre os postos de fundo de vale (por exemplo a Candieira) e o Piornal, o que acontece em períodos de acumulação de ar frio. Salienta-se que as diferenças positivas ocorrem quando a temperatura é controlada adiabaticamente (Fig. 5.38).

Quadro 5.17 - Coeficientes de correlação (R) para as temperaturas às 8h nos vários locais estudados (todos os resultados são estatisticamente significativos, para p<0,005). Notar o maior significado das correlações entre as estações com a mesma posição topográfica. As estações de fundo de vale estão a negrito.

	Alto Pedrice	**ASE Zêzere**	**Candieira**	Cântaro Gordo	**Covão Cimeiro**	Curral da Nave	Fraga Penas	Poios Brancos
Alto Pedrice								
ASE Zêzere	0,68							
Candieira	0,64	0,81						
Cântaro Gordo	0,93	0,55	0,50					
Covão Cimeiro	0,81	0,70	0,87	0,72				
Curral da Nave	0,66	0,89	0,87	0,54	0,79			
Fraga Penas	0,90	0,70	0,62	0,91	0,77	0,71		
Poios Brancos	0,94	0,70	0,65	0,96	0,79	0,58	0,94	
Piornal	0,92	0,57	0,52	0,94	0,73	0,69	0,94	0,94

Para a análise estatística dos dados construiu-se uma tabela de síntese com as diferenças de temperatura calculadas em relação ao posto do Piornal. A tabela é constituída por 8 variáveis e 92 indivíduos (dias). Aos dados foi aplicada uma análise em *K-means* para seleccionar padrões térmicos (Hartigan, 1975). Foram identificados, como centróides de determinação dois clusters, em que um corresponde a episódios de acumulação de ar frio e outro às diferenças controladas pelo gradiente térmico vertical negativo. Desta forma, os dias com temperatura mais baixa nos fundos de vale e com drenagem de ar frio foram separados dos daqueles com temperatura mais baixa nos interflúvios.

5.5.2. Classificação das temperaturas mínimas

A classificação por *k-means* identificou dois grupos que no conjunto, quando se observam as temperaturas médias às 8h, não diferem muito (Quadro 5.18). É de salientar que os aspectos locais do clima são mitigados pelos valores médios, que reflectem as condições climáticas regionais.

As temperaturas máximas absolutas são muito similares nos topos e nos vales, sendo as diferenças da ordem dos 2ºC (de 6,2ºC a 8,8ºC, Quadro 5.18). O mesmo não se pode dizer das temperaturas mínimas absolutas, nas quais há diferenças que podem chegar a 7ºC (de -14,6ºC a -7,2ºC). Em 50% dos dias, a temperatura às 8h foi superior em cerca de 3ºC nos interflúvios, do que nos vales. Também é interessante notar que o número de manhãs muito frias (em que a temperatura às 8h é inferior a -5ºC) é superior nos vales (por exemplo, 20 situações na Candieira e só 8 no Piornal). Outro aspecto significante é que o local do vale do

Quadro 5.18 - Síntese dos dados registados durante o Inverno de 1999/2000 na Serra da Estrela às 8h.

	POSTOS DE INTERFLUVIO					POSTOS DE VALE			
	Alto Pedrice	Cântaro Gordo	Fraga Penas	Piornal	Poios Brancos	ASE Zêzere	Candieira	Covão Cimeiro	Curral da Nave
TOTAL	1735 m	1875 m	1630 m	1750 m	1675 m	1080 m	1420 m	1620 m	1425 m
Temp. Média (ºC)	0.5	0.8	0.8	0.8	-0.6	0.9	-1.1	-0.7	-1.4
Temp. Max Abs (ºC)	6.9	7.3	8.4	7.3	6.2	8.8	8.0	6.9	6.2
Temp. Min. Abs (ºC)	-9.2	-8.7	-7.2	-8.2	-10.2	-6.7	-12.9	-14.6	-11.8
1º Decil (ºC)	-4.4	-4.4	-4.3	-4.0	-5.8	-4.3	-7.7	-6.3	-6.7
1º Quartil (ºC)	-2.2	-1.9	-1.5	-1.8	-3.5	-1.8	-4.4	-4.4	-4.0
Mediana (ºC)	1.7	1.9	1.1	1.9	-0.1	1.1	-1.0	-0.6	-1.4
3º Quartil (ºC)	3.1	3.6	3.5	3.5	2.3	3.5	2.3	3.1	1.2
9º Decil (ºC)	4.3	5.0	5.0	4.6	3.9	5.4	5.4	4.6	3.9
Desvio-Padrão (ºC)	3.6	3.8	3.6	3.6	3.7	3.7	4.9	4.5	4.1
Nº Dias min<5ºC	88	85	84	86	90	80	80	86	87
Nº Dias min<0ºC	36	36	37	38	48	35	56	49	58
Nº Dias min<-5ºC	8	8	7	8	11	4	20	18	16
CLUSTER 1									
Temp. Média (ºC)	1.0	2.0	1.4	1.9	-0.1	-0.6	-4.0	-2.0	-3.4
Temp. Max Abs (ºC)	6.2	7.3	8.4	7.3	5.8	6.2	4.6	5.0	3.5
Temp. Min. Abs (ºC)	-9.2	-8.7	-7.2	-8.2	-10.2	-6.7	-12.9	-14.6	-11.8
1º Decil (ºC)	-3.1	-2.7	-3.0	-2.6	-4.4	-4.9	-9.2	-7.2	-8.7
1º Quartil (ºC)	-2.1	-0.4	-0.8	0.0	-2.5	-3.5	-7.2	-4.9	-6.0
Mediana (ºC)	1.9	3.1	2.1	2.9	0.9	0.1	-3.3	-1.8	-2.7
3º Quartil (ºC)	3.1	3.9	3.9	4.3	2.3	1.9	-1.4	1.8	-0.7
9º Decil (ºC)	3.9	5.0	4.9	5.0	3.1	3.4	1.4	3.5	0.3
Desvio-Padrão (ºC)	3.3	3.5	3.5	3.4	3.5	3.4	4.2	4.5	3.6
Nº Dias min<5ºC	40	38	38	38	41	39	42	42	42
Nº Dias min<0ºC	13	11	14	11	19	21	36	26	36
Nº Dias min<-5ºC	2	2	3	2	3	3	17	10	11
CLUSTER 2									
Temp. média (ºC)	0.1	-0.2	0.3	-0.2	-1.0	2.2	1.3	0.4	0.2
Temp. Max Abs (ºC)	6.9	6.5	8.4	6.9	6.2	8.8	8.0	6.9	6.2
Temp. Min. Abs (ºC)	-7.2	-7.7	-6.3	-7.2	-8.2	-5.8	-9.7	-7.7	-6.7
1ºDecil (ºC)	-5.3	-5.9	-4.9	-5.3	-6.3	-2.2	-4.4	-6.3	-4.9
1ºQuartil (ºC)	-2.7	-3.5	-2.5	-2.7	-4.0	-0.5	-1.3	-3.0	-2.6
Media (ºC)	0.7	0.1	0.5	-0.6	-1.0	2.5	1.9	0.5	0.7
3º Quartil (ºC)	3.0	2.7	3.1	2.6	1.8	4.6	4.9	3.9	3.0
9ºDecil (ºC)	4.3	3.9	4.6	3.9	3.9	6.5	6.2	5.5	5.0
Desvio-Padrão (ºC)	3.8	3.8	3.5	3.6	3.8	3.5	4.1	4.3	3.6
Nº Dias min<5ºC	48	47	46	48	49	41	38	44	45
Nº Dias min<0ºC	23	25	23	27	29	14	20	23	22
Nº Dias min<-5ºC	6	6	4	6	8	1	3	8	5

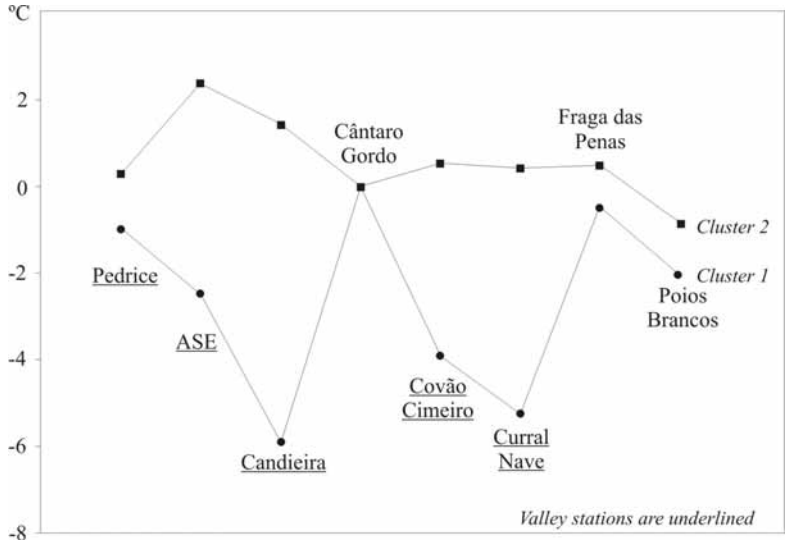


Figura 5.38 - Média da diferença da temperatura dos postos termométricos, em relação ao Piornal para os *clusters* 1 e 2. No cluster 1 as diferenças são negativas para locais de fundo de vale, enquanto no cluster 2 são positivas.

Zêzere - ASE regista temperaturas mais elevadas do que os outros postos de fundo de vale, devido à sua menor altitude. Sendo de salientar que, o maior arrefecimento nos fundos de vale a maior altitude em relação aos situados a menor altitude já, foi referido por Hogan e Ferrick (1997).

As diferenças médias entre o Piornal e os outros postos às 8h obtidas pela classificação *K-means* são apresentadas na figura 5.39, e nela nota-se o comportamento oposto dos dois *clusters* identificados (as linhas são quase simétricas). Observa-se ainda que a média das temperaturas é maior nos dias agrupados no *cluster* 2. No *cluster* 1 (46% dos dias), as temperaturas médias mais baixas ocorrem nos fundos de vale, enquanto no *cluster* 2 (54% dos dias) a altitude é o factor que controla a variação da temperatura, não sendo esta influenciada pela posição topográfica.

Nos dias incluídos no *cluster* 1, a temperatura é menor no fundo de vale do que no interflúvio, especialmente nos pontos situados a maior altitude (fig. 5.38 e 5.39). Por exemplo, o posto da Candieira, situado no fundo do vale a cerca de 1420 m, tem frequentemente uma temperatura cerca de 6ºC mais baixa do que o Cântaro Gordo, que está situado no interflúvio adjacente, a 1875m. No entanto, no posto do fundo de vale do Zêzere-ASE, a 1080 m de altitude, os registos da temperatura do ar são muito próximos dos registados nos interflúvios, devido provavelmente à compressão adiabática e aquecimento do ar frio à medida que é drenado para o fundo de vale. Outro aspecto importante é que, mesmo em pequenas depressões, como acontece no posto do Curral da Nave, que está situado num

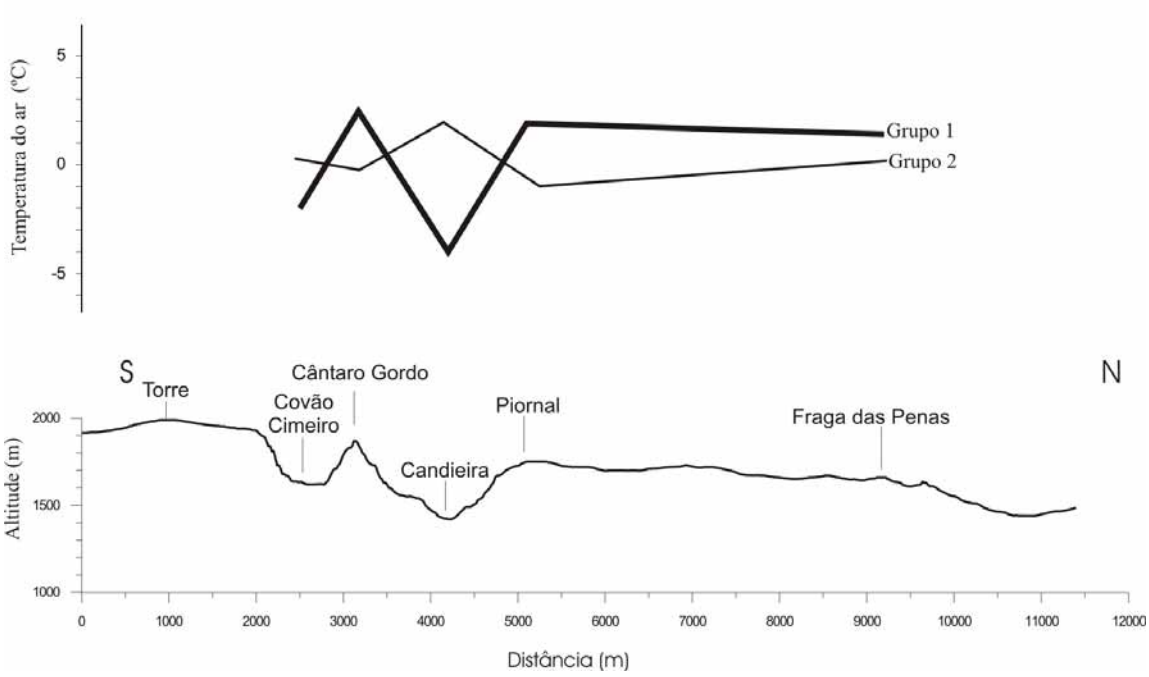


Figura 5.39 - Perfil topográfico entre o Covão Cimeiro e a Fraga das Penas e perfis térmicos, com a variação das temperaturas médias do ar observadas em episódios classificados no *cluster* 1 e 2.

pequeno vale amplo no planalto das Penhas Douradas, há drenagem de ar frio, que dá origem a valores mais baixos de temperatura do ar relativamente aos registados nos interflúvios adjacentes (Quadro 5.15).

É também interessante notar que, no *cluster* 1 o número de dias com temperatura inferior a 0ºC às 8h é muito superior nos postos de fundo de vale do que nos de interflúvio (por exemplo 36 no Curral da Nave e 11 no Piornal). Este aspecto está relacionado com o facto de as condições de estabilidade no Inverno estarem associadas aos episódios mais frios, principalmente no que diz respeito às temperaturas mínimas (Ferreira e Ferreira, 1983; Ramos, 1987 e Ventura 1988). Estes períodos mais frios são mais propícios à drenagem de ar frio, o que está patente nos percentis (Quadro 5.15), que indicam que a diferença entre as temperaturas dos fundos de vale e nos interflúvios é maior para os percentis mais baixos (1º decil, 1º quartil e mediana).

Os dias classificados no *cluster* 2 são geralmente mais quentes do que os anteriores (Fig. 5.39). A média da temperatura do ar é inferior nos interflúvios em relação aos fundos de vale, diminuindo a temperatura -0,33ºC/100m (Fig. 5.40). A temperatura mínima é também menor nos interflúvios e a máxima é superior nos fundos de vale, e o factor que controla a variação da temperatura é a altitude (Fig. 5.40).

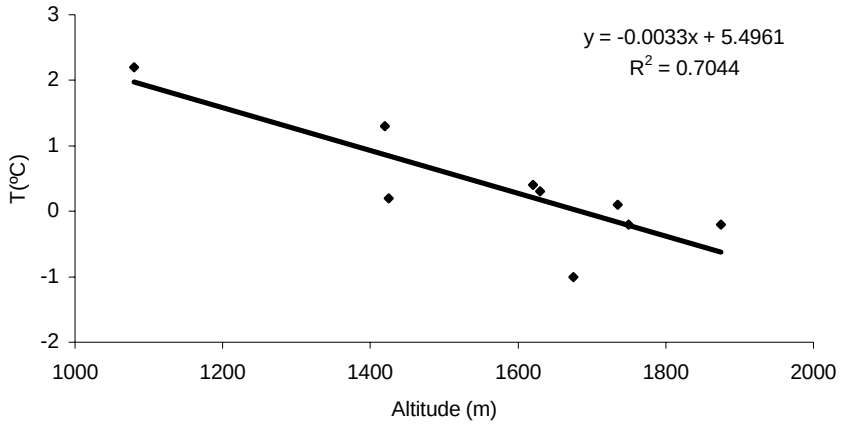


Figura 5.40 - Regressão entre as temperaturas médias do ar registadas em episódios classificados no *cluster* 2 e a altitude dos postos termométricos.

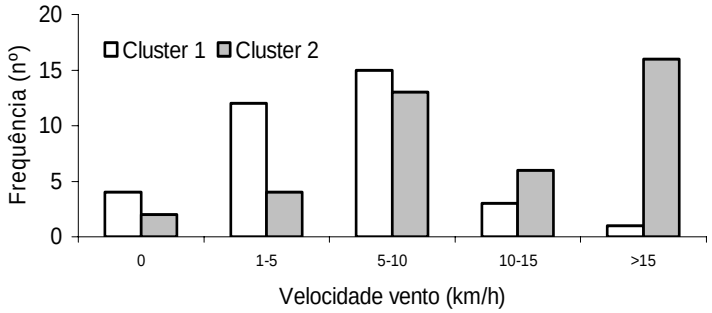


Figura 5.41 - Velocidade do vento no Inverno de 1999/2000 na estação da Penhas Douradas.

Para estudar os factores que influenciam as diferenças de temperatura entre os *clusters*, utilizaram-se dados do boletim meteorológico do Instituto de Meteorologia referentes à estação das Penhas Douradas. Nestas publicações não existem registos da velocidade nocturna do vento e da nebulosidade, tendo sido por isso utilizados os registos referentes às 12GMT, uma vez que dão alguma indicação relativa à estabilidade da atmosfera. Do conjunto de dados foram analisados os registos da velocidade do vento e da nebulosidade para determinar o grau de estabilidade dos dias classificados nos dois *clusters*.

Quando o vento é forte, não há condições para a drenagem de ar frio, uma vez que a turbulência não o permite (Fig. 5.41). Os ventos mais fortes ocorrem tendencialmente nos dias classificados no *cluster* 2 e os mais fracos no *cluster* 1. É interessante notar que a classe de velocidade dos 5-10 km/h marca uma fronteira entre os dias classificados como mais estáveis (*cluster* 1) junto à superfície, e os considerados instáveis (*cluster* 2).

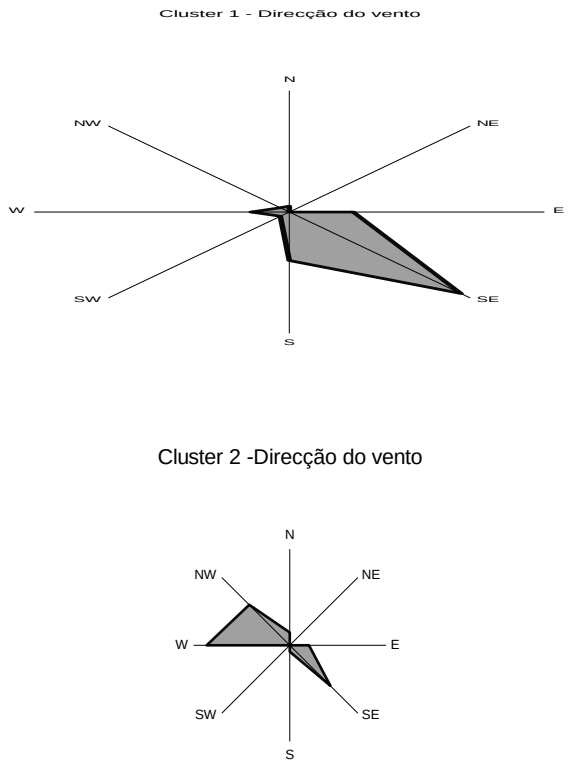


Figura 5.42 – Frequência e rumo do vento registada nas Penhas Douradas para os *clusters* 1 e 2.

A direcção do vento nas Penhas Douradas, foi dominante de Sueste, nos dias classificados no grupo 1, enquanto no grupo 2, há maior frequência dos fluxos de Oeste e de Noroeste. No entanto, a direcção do vento registada nas Penhas Douradas, como referido nos capítulos 2 e 3, sofre a influência da topografia, não sendo por isso um bom indicador da direcção do fluxo regional (Fig. 5.42).

No que diz respeito à nebulosidade, nos dias do grupo 1, foi inferior à dos dias do grupo 2 (Fig. 5.43). Observa-se uma elevada variabilidade, existindo mesmo dias com nebulosidade, em que houve drenagem de ar frio, o que sugere que a elevada irradiação não é o único factor responsável pela drenagem de ar frio. É também de considerar que os registos de nebulosidade foram recolhidos nas Penhas Douradas e que podem não ilustrar as condições em toda a Serra. Por outro lado, por vezes, há nebulosidade a menor altitude, estando os cumes sem nuvens e pode mesmo haver drenagem de ar frio dos sectores mais elevados da Serra para os fundos de vale, apesar de estes estarem encobertos.

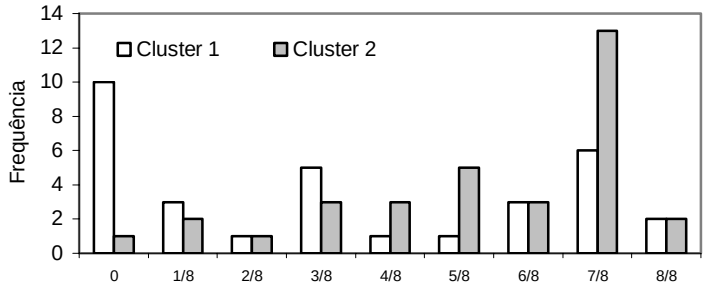


Figura 5.43 - Nebulosidade no Inverno de 1999/2000 na estação da Penhas Douradas.

5.5.3. Conclusão: características das temperaturas mínimas no Inverno de 2000

Neste ponto estudaram-se os padrões das temperaturas mínimas na serra, de forma a identificar a influência da topografia. Verificou-se que a temperatura mínima ocorre preferencialmente às 8h. Como o objectivo era estudar os padrões térmicos das temperaturas mínimas, na serra, foram então seleccionadas as temperaturas registadas nos postos a essa hora, e de seguida calcularam-se as diferenças em relação a um posto de referência. Aplicou-se uma classificação em *k-means*, que identificou dois grupos de padrões, que correspondem a diferentes condições de estabilidade atmosférica. Cerca de 46% da amostra é constituída pelos dias em que houve drenagem e acumulação de ar frio nos fundos de vale, aí ocorrendo as temperaturas mínimas mais baixas, do que nos interflúvios. No que diz respeito às condições meteorológicas, neste grupo de dias o vento foi fraco e dominante de Sueste, e a nebulosidade também foi fraca, o que sugere condições de estabilidade. Observou-se também que o arrefecimento é superior nos fundos de vale situados a maior altitude do que nos a menor altitude, o que poderá dever-se à compressão adiabáticas do ar na sua deslocação de quase 800 m.

Por outro lado, nos dias em que dominaram as condições de instabilidade atmosférica, a maior turbulência dá origem a uma diminuição da temperatura com a altitude, de cerca de 0,3ºC/100m. Nestes dias o vento foi mais forte, de Oeste e a nebulosidade também foi mais elevada, do que no outro grupo.

5.6. OS REGIMES DA TEMPERATURA DO AR NO CIRCO GLACIÁRIO DO COVÃO CIMEIRO

Neste ponto vão ser expostos os resultados do estudo dos regimes da temperatura do ar num circo glaciário situado na margem oeste do planalto superior da serra (Fig. 5.2). A parede do circo tem uma altitude que ronda os 1900 m e o fundo do circo está a 1620m. A Oeste e a Sudoeste o circo está encaixado no planalto, mas a Sul e a Norte existem dois picos, o Cântaro Magro (1928 m) e o Cântaro Gordo (1870 m). O circo tem cerca de 1000m de largura (Figs. 5.44, 5.45 e 5.46).

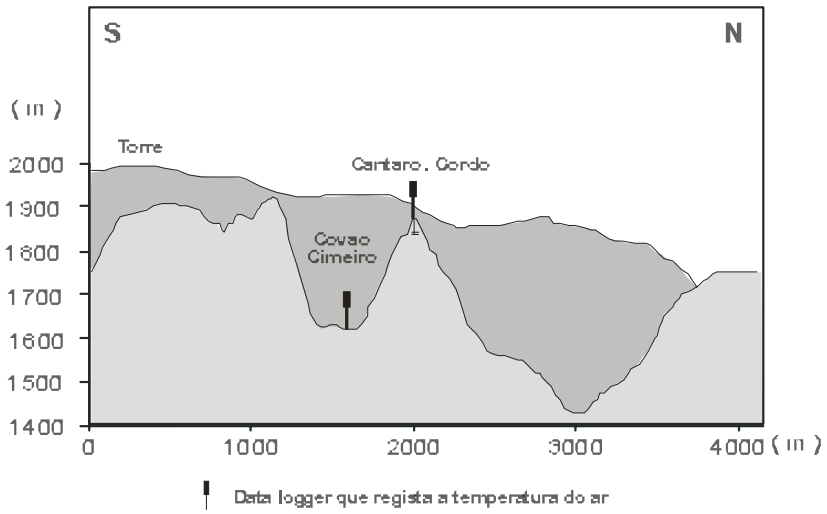


Figura 5.44 - Localização dos postos termométricos do Cântaro Gordo e do Covão Cimeiro.

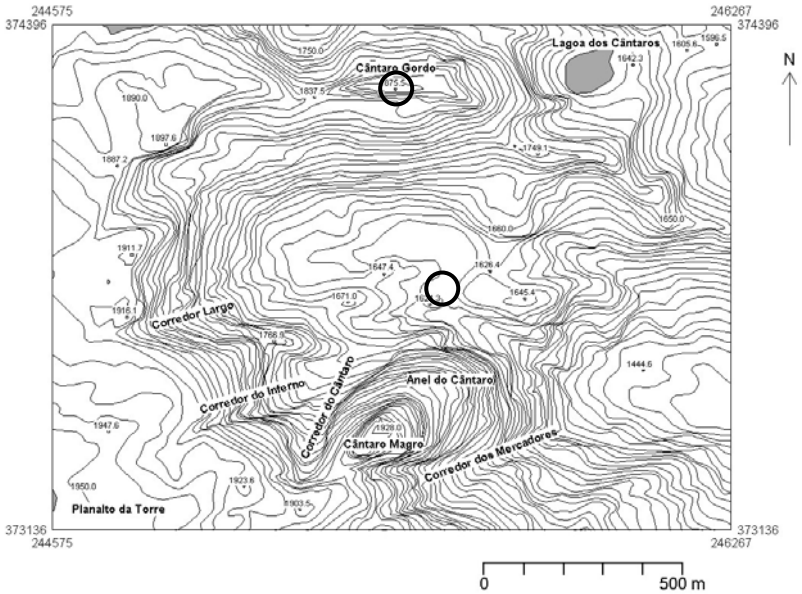


Figura 5.45 - Topografia do circo glaciário do Covão Cimeiro e localização dos postos termométricos.

a) Vertente sul do Cântaro Gordo. O Fundo do Circo é visível do lado direito, no sector inferior da fotografia.

b) Face Norte do Cântaro Magro e base do Circo do Covão Cimeiro.

Figura 5.46 - Aspecto das vertentes sul do Cântaro Gordo (a) e da vertente norte do Cântaro Magro (b), que envolvem do Covão Cimeiro.

O estudo dos padrões térmicos nesta área com uma topografia complexa pareceu aliciante uma vez que as características topográficas podem ser responsáveis por vários climas locais que resultam da relação entre as temperaturas do ar, balanço radiativo, exposição ao vento regional, nebulosidade, ventos locais, neve e precipitação.

Os regimes térmicos foram estudados, com base em registos de dois locais com topografia contrastada: o Covão Cimeiro, posto situado no fundo do circo e o Cântaro Gordo, no interflúvio a Norte (Cântaro Gordo).

5.6.1. Introdução

Deu-se ênfase à formação dos diferentes tipos de lagos de ar frio, e tentou também identificar-se os factores meteorológicos que controlam cada um dos regimes. Foram utilizados os dados dos postos termométricos do Cântaro Gordo e do Covão Cimeiro de Dezembro de 1999 a Julho de 2000, que registaram com um intervalo de 2 horas. Utilizou-se como estação de referência para as condições meteorológicas as Penhas Douradas (1360 m), embora apenas com dados registados com intervalos de 6 horas; utilizaram-se os seguintes elementos climáticos: temperatura do ar, humidade relativa, nebulosidade, precipitação, velocidade e direcção do vento. Usaram-se ainda outras variáveis como o regime e a duração da insolação potencial e, para representar a sazonalidade, utilizou-se o número de dias até ao solstício de Verão.

Foram aplicadas várias técnicas estatísticas, de forma a classificar os regimes diários da temperatura, mas aquela que mostrou melhores resultados na identificação das inversões da temperatura do ar, foi a classificação manual. A principal desvantagem deste método é o tempo necessário para o aplicar e a subjectividade que lhe está inerente. No entanto, partindo de um critério bem definido, os resultados foram muito bons, mesmo melhores do que as classificações automáticas, com as quais não se conseguia distinguir todos os padrões diários observados. Assim, os padrões térmicos foram identificados com base na comparação dos regimes da temperatura do ar dos dois locais de monitorização (o fundo do circo e o interflúvio). O principal aspecto focado foi a presença ou a ausência de inversões térmicas com a altitude, isto é, a presença ou a ausência de lagos de ar frio, bem como a altura do dia em que se formavam. Com base nesta metodologia, foi possível identificar 9 tipos de regimes.

5.6.2. Os tipos de regime térmico no Covão Cimeiro

Dado que o interesse se centra no estudo das situações com inversão térmica, os dias foram divididos 9 tipos de regime térmico, 6 com inversões térmicas e 3 em que esta não existe. Os 6 tipos de regime com inversão térmica, foram classificados em função da duração e da altura do dia em que ocorre. No caso dos regimes sem inversões térmicas, ocorreram duas situações: num a temperatura dos dois locais é muito próxima; no outro as temperaturas são mais baixas no interflúvio e o último grupo é constituído por dias com comportamento térmico irregular.

Após a classificação de todo o período, os resultados foram comparados com os registos meteorológicos da estação das Penhas Douradas, e com os dados da insolação potencial. A insolação potencial foi derivada do modelo digital de terreno com o *software solaranalyst*, que permite construir diagramas solares com a projecção do relevo (Fig. 5.47). A partir desses diagramas, foi calculada a insolação potencial. Estas variáveis foram representadas num quadro de síntese onde também está indicada a variação das diferenças de temperatura do ar entre os dois postos de medição. Os tipos de regime foram caracterizados com base na análise das variáveis registadas nos quadros 5.19 e 5.20.

a) Padrão 1 (fundo do circo mais frio durante todo o dia)

Trata-se de um padrão que ocorreu em 21 dias, principalmente de Dezembro a meados de Janeiro. Neste grupo de dias, a diferença de temperatura entre o fundo do circo e o topo variou entre uma média de -3,9ºC e -9ºC, e foi neste conjunto que se registou a temperatura mínima absoluta (-17ºC, no fundo do circo). A inversão térmica varia entre 4 e 9ºC. Estes dias foram influenciados por um número reduzido de horas de insolação no fundo do circo, que se

resumiu a cerca de 4 horas durante a manhã. Por estar à sombra durante a tarde (Fig. 5.48), a temperatura no fundo do circo descia enquanto, no topo, continuava a subir. A diminuição da temperatura no circo está provavelmente ligada à drenagem para Sul do ar frio das paredes do circo que estão à sombra. Muitas vezes as paredes estão sazonalmente geladas, o que vai favorecer essa drenagem e acumulação no fundo do circo (Vieira, 2005).

b) Padrão 2 (fundo do circo frio o dia todo à excepção do meio-dia)

Este padrão ocorreu em 13 dias de Dezembro a meados de Fevereiro e, a temperatura do ar no interflúvio foi geralmente mais elevada do que no fundo do circo (Fig. 5.49). No entanto, a duração das inversões é menor do que no grupo anterior. Nestes dias, a inversão da temperatura é interrompida temporariamente às 12h, quando o fundo do circo recebe energia solar directa, mas quando fica novamente à sombra, depois do meio-dia, desenvolve-se uma

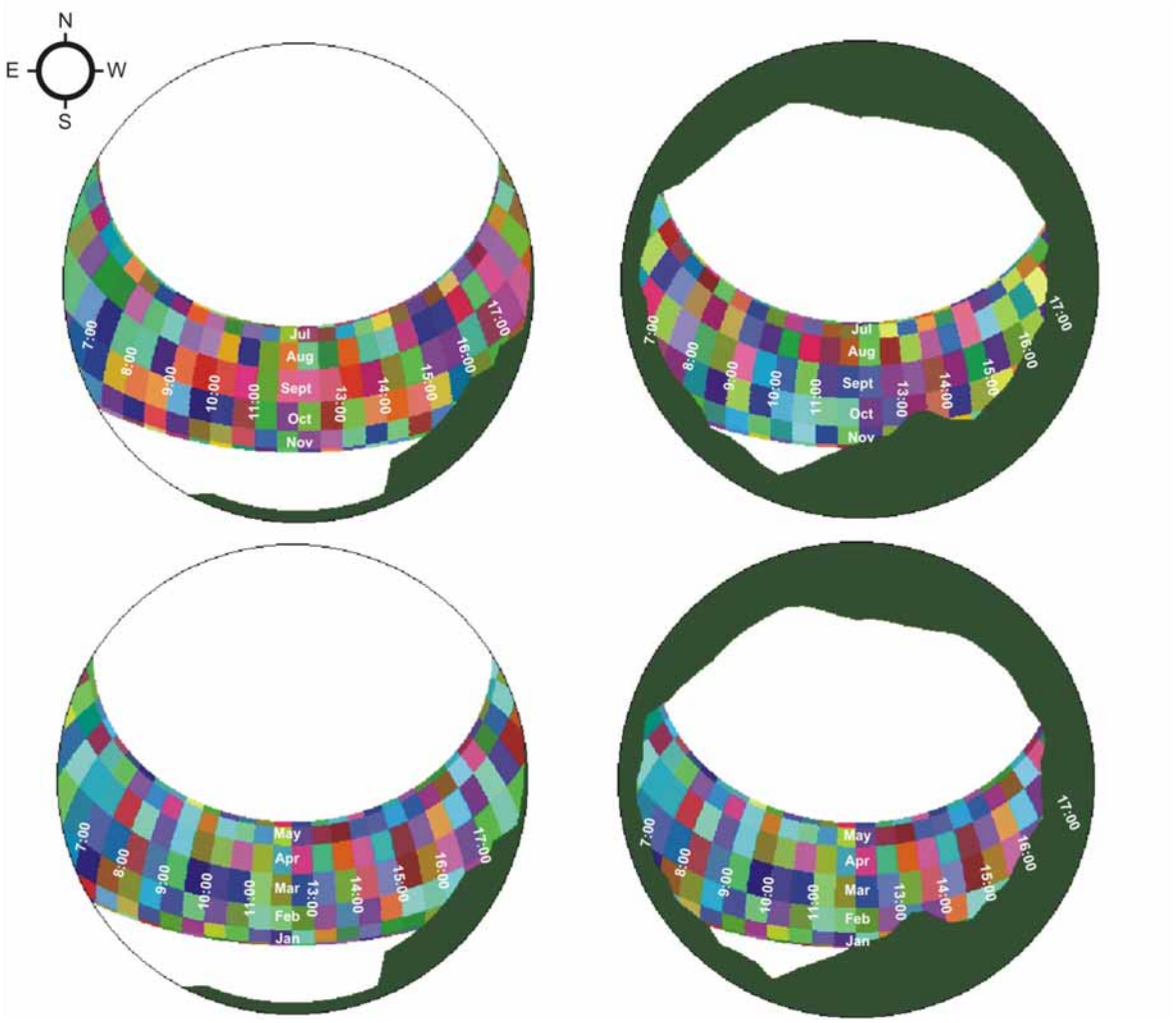


Figura 5.47- Diagramas solares com a projecção do relevo para o Cântaro Gordo (diagramas à direita, para os dois semestres) e para o Covão Cimeiro (diagramas à esquerda, para os dois semestres).

Quadro 5.19 – Principais características, meteorológicas e geográficas, dos tipos de regime.

		1	2	3	4	5	6	7	8	9
POSTOS TERMOMÉTRICOS	Nº Dias	21	13	41	20	9	4	28	28	54
	Nº Dias (%)	9,3	5,8	18,2	8,9	4	1,8	12,4	12,4	24
	T. máxima média fundo circo (ºC)	5,2	6,8	15,5	14,4	17,7	9,5	10,6	10,6	2,6
	T. mínima média fundo circo (ºC)	-6,7	-3,5	5,3	2,6	6	-2	3,3	3,3	-2,4
	T. máxima média interflúvio (ºC)	6,5	8	13,9	12,8	16,2	9	8,3	8,3	2,5
	T. mínima média interflúvio (ºC)	-2,1	1,2	7,1	4,4	6	0,9	1,9	1,9	-2,4
	Diferença média de temperatura (ºC)	-3,8	-3,9	-1,6	-1,3	-1,1	-4	-	-	-
	Diferença máxima de temperatura (ºC)	-9,1	-8,7	-5,7	-4,9	-1,6	-7,2	-	-	-
	Insolação fundo do circo (h)	4,3	6,1	10,5	10,5	11,6	4,6	9,9	9,9	7,7
	Insolação interflúvio (h)	7,7	8,6	12,6	13	13,8	7,7	12,3	12,3	10,4
	Diferença insolação manhã (Int-FC) (h)	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,8	0,6	0,6	0,6
	Diferença insolação tarde (Int-FC) (h)	2,8	2,1	1,5	1,8	1,7	2,4	1,8	1,8	2,1
ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DAS PENHAS DOURADAS	Temperatura máxima (ºC)	6,2	10,4	17,1	14,7	17,4	9,3	11,9	11,9	5,7
	Temperatura média (ºC)	2,3	5,6	12,4	10,6	12,7	6,7	7,6	7,6	3
	Temperatura mínima (ºC)	-0,2	2,9	8,1	7,1	8,3	4,7	4,1	4,1	1,2
	Precipitação (mm)	0,7	0	0,2	0,7	0,3	0	1,1	1,1	1,1
	Nebulosidade (octas)	4,5	3,1	2,8	4,6	4,3	3,5	5,1	5,1	6,8
	Humidade relativa (%)	72,9	48,3	60,4	71,7	70,3	68,1	74,7	74,7	81,9
	Rumo do Vento	W/SE	SE	SE	SE/W	SE/E	W	NW	NW	W/SE
	Velocidade do Vento (km/h)	8	6,4	7,1	8,6	5,2	9,3	10,4	10,4	11,7

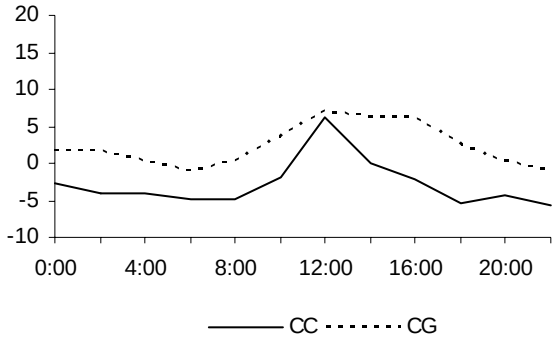


Figura 5.48 – Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2h em 2h, para o padrão 1.

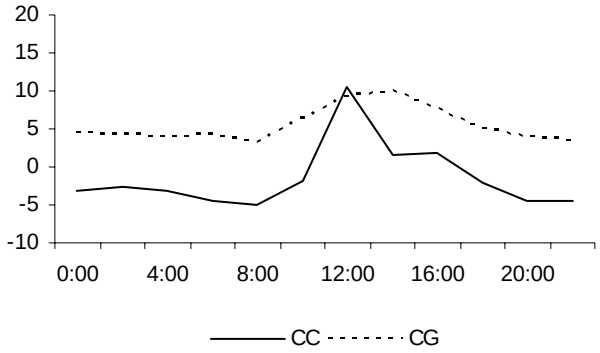


Figura 5.49 – Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 2.

nova inversão. A maior insolação devido à aproximação ao equinócio justifica a interrupção da inversão da temperatura ao meio-dia. Por essa razão é que os dias do tipo padrão 1 (*fundo do circo mais frio durante todo o dia*) são progressivamente substituídos pelos do padrão 2 (*fundo do circo frio o dia todo à excepção do meio-dia*), à medida que nos aproximamos da Primavera.

c) Padrão 3 (fundo do circo mais frio de manhã e à noite)

Este padrão ocorre em 41 dias a partir de meados de Fevereiro, e caracteriza-se pelo facto de a temperatura ser geralmente mais elevada do que nos casos anteriores, o que resulta numa menor intensidade da inversão, relativamente aos tipos anteriores (intensidade média de -1,6ºC e máxima de -5,7ºC, Fig. 5.50). Este grupo de inversões ocorre a partir do momento do ano em que o fundo do circo começa a receber insolação à tarde e por isso sucede no tempo o grupo anterior. Salienta-se ainda que se tratam de dias com fraca nebulosidade.

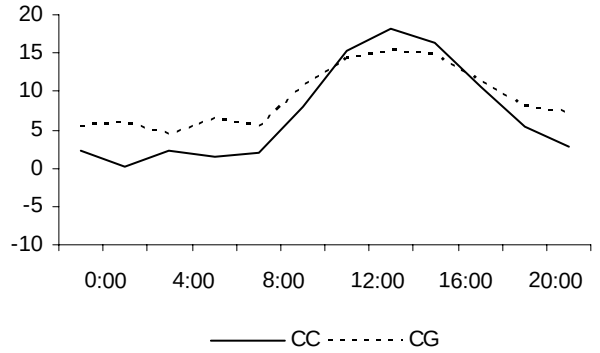


Figura 5.50 - Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 3.

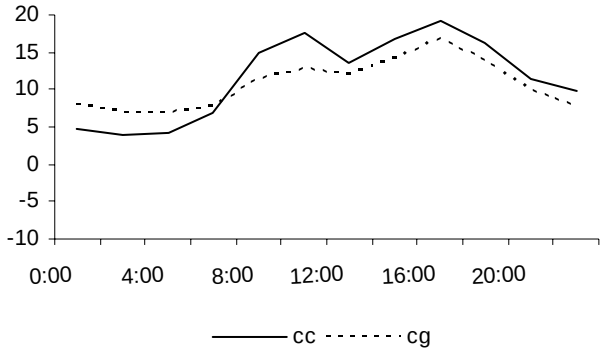


Figura 5.51 - Variação da temperatura do ar (ºC), registada a cada 2h, para o tipo padrão 4.

d) Padrão 4 (fundo do circo mais frio durante o final da noite)

O padrão desenvolveu-se em 20 dias e foi mais frequente de Maio a Julho. Neste conjunto de dias, a temperatura no fundo do circo foi mais baixa durante a noite e madrugada, e a intensidade média das inversões foi de -1,3ºC, podendo ser no máximo de -4,9ºC (Fig. 5.51). A menor intensidade do lago de ar frio está relacionada com a maior velocidade do vento e com uma nebulosidade moderada.

e) Padrão 5 (fundo do circo mais frio durante o início da noite)

Este padrão foi registado em 9 dias de Março a Junho, estes foram os dias com inversões em que a temperatura do ar foi mais elevada (Fig. 5.52). A intensidade média das inversões variou entre -1,1ºC e -1,6ºC. Neste conjunto de dias, o vento foi mais forte do que nos padrões anteriores e a nebulosidade foi moderada. Salienta-se que a inversão se forma no início da noite, e geralmente mantém-se até ao dia seguinte, passando a um regime do tipo do padrão 3

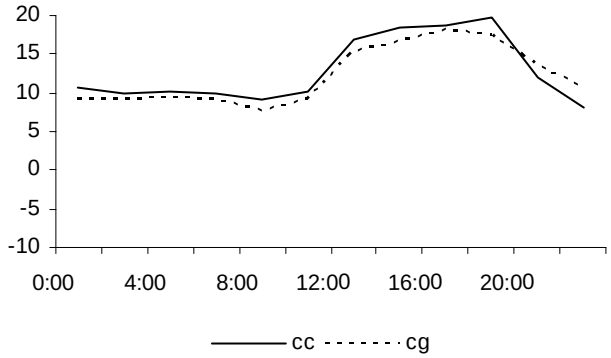


Figura 5.52 - Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 5.

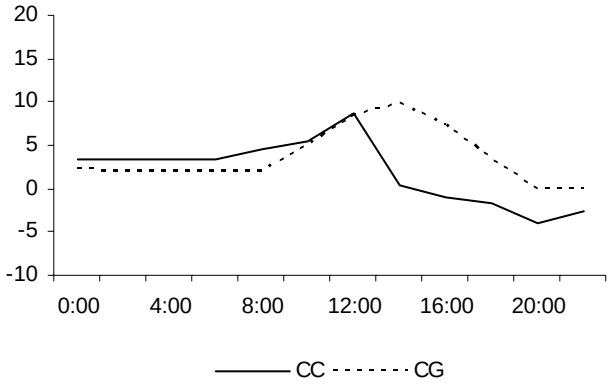


Figura 5.53- Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 6.

(fundo do circo mais frio de manhã e à noite) ou do padrão 4 (fundo do circo mais frio durante o final da noite).

f) Padrão 6 (fundo do circo mais frio durante a tarde e o inicio da noite)

Neste grupo de 4 dias as inversões térmicas formam-se durante a tarde, quando o fundo do circo deixou de receber radiação solar directa (Fig. 5.53). O padrão ocorreu de Dezembro a meados de Fevereiro e, a intensidade média das inversões é de -4ºC a -7,2ºC. No que diz respeito às condições meteorológicas, o vento foi mais forte do que nos outros regimes e a nebulosidade, também foi superior.

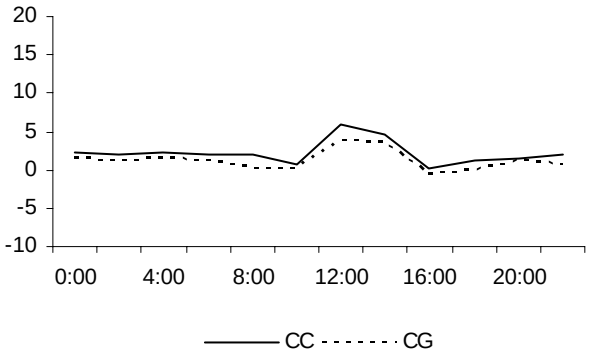


Figura 5.54- Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 7.

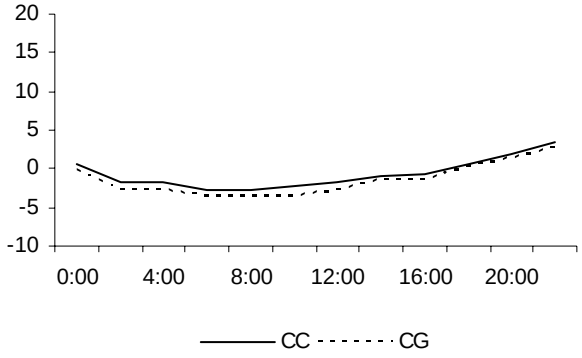


Figura 5.55- Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 8.

g) Padrão 7 (temperatura no fundo do circo e no interflúvio quase iguais durante todo o dia, sendo visível um ritmo diário na temperatura)

Trata-se de um padrão que ocorreu em 28, dias e é mais frequente a partir de Fevereiro, mas as situações estão disseminadas por todo o período. Neste grupo, a temperatura dos dois postos é muito próxima, apesar de ser mais alta no interflúvio. A diferença de altitude de 250m entre os dois locais, sugere a possibilidade de existir inversão térmica (Fig. 5.54).

h) Padrão 8 (interfluvio está mais frio durante todo o dia)

Este padrão ocorreu em 35 dias de Dezembro a Junho e, caracteriza-se por a temperatura no circo ser mais elevada do que no Cântaro Gordo no entanto a temperatura do ar não evidencia variações significativas, uma vez que se tratam de situações relacionadas com

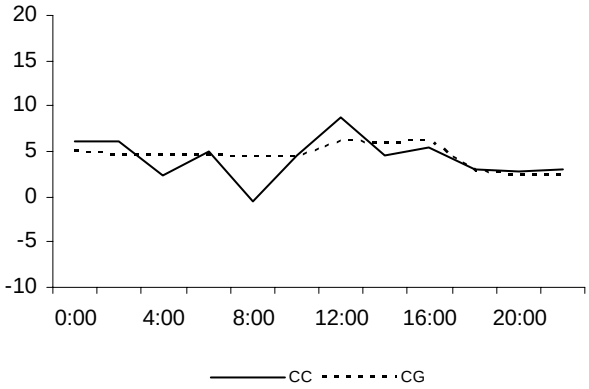


Figura 5.56- Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 9.

instabilidade atmosférica, com vento forte, elevada nebulosidade e humidade relativa e, com ocorrência de precipitação (média diária de 62,3 mm, Fig. 5.55).

i) Padrão 9 (irregular)

Trata-se de um padrão que está representado em 54 dias, de Dezembro a Maio, sendo o regime irregular e, por vezes com inversões de algumas horas (Fig. 5.56). São dias caracterizados por instabilidade atmosférica, mas não tão instáveis como no caso anterior, porque a velocidade do vento é menor e a precipitação é mais fraca (média diária de 11,1mm). Em muitos dias deste tipo de regime há queda de neve. Provavelmente, durante o dia há variações significativas na estabilidade da atmosfera que dão origem a variações bruscas na curva da temperatura do ar.

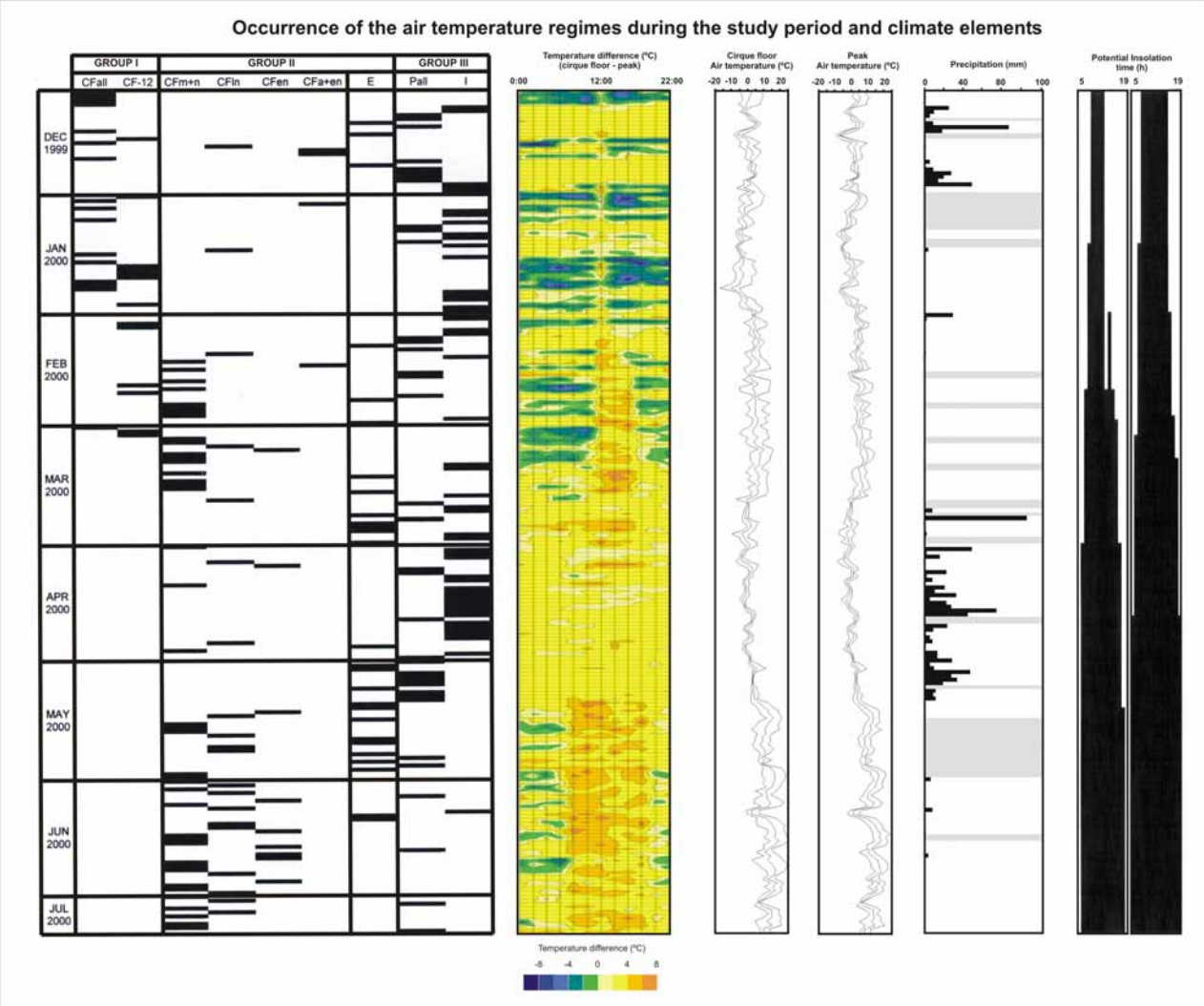
Para tentar avaliar, a influência das variáveis meteorológicas e topográficas nos regimes de temperatura, realizou-se uma análise de variância (*one-way ANOVA*). Para isso, utilizaram-se como variáveis independentes os registos da estação das Penhas Douradas e a insolação, constituindo os tipos de regime a variável de agrupamento, e os dias da análise correspondem a casos. Usou-se a análise de variância (*one-way-ANOVA forward stepwise*), no sentido de seleccionar as variáveis mais significativas para a análise discriminante.

No sentido de maximizar os resultados da análise discriminante, os 9 regimes foram agrupados em 3 grandes tipos, tendo-se dado ênfase na distinção entre a presença e a ausência de inversões no fundo do circo (Quadro 5.21). Obteve-se a seguinte classificação:

- Grupo I (inversões térmicas prolongadas) – tratam-se de dias em que a temperatura no fundo do circo foi menor do que no interflúvio, e a inversão quando destruída só o era ao meio-dia (inclui os anteriores regimes 1 e 2);
- Grupo II (inversões térmicas de curta duração) – foram dias em que a temperatura no fundo do circo foi inferior à do interflúvio em parte do dia e, inclui também os dias em que as temperaturas nos dois locais foram muito semelhantes (agrupa os padrões 3, 4, 5, 6 e 7);
- Grupo III (ausência de inversão térmica) – são dias em que o interflúvio esteve sempre mais frio, tratando-se de condições atmosféricas mais instáveis (8 e 9).

No quadro 5.22 são apresentados os resultados da análise de variância para cada um dos grupos. As variáveis com variância significativa para a classificação são as que dizem respeito à insolação, aos valores registados nas Penhas Douradas como as temperaturas máxima, média e mínima do ar, a amplitude térmica, a nebulosidade, a humidade relativa, a velocidade do vento e os dias com vento de Oeste. As variáveis com resultados que não são significativos, são as que dizem respeito às outras direcções do vento e à precipitação.

Quadro 5.20. Quadro síntese das características meteorológicas dos tipos de padrões térmicos.



Quadro 5.21 – Classificação dos padrões térmicos.

Grupos	Padrões
I	1 2
II	3 4 5 6 7
III	7 8 9

Quadro 5.22 – Médias (e desvios padrões) em cada grupo, para as variáveis consideradas na análise de variância (*one-way-ANOVA*). As variáveis significativa para p<0,05 estão sublinhadas.

	I	II	III	F	P
Temp. máxima (ºC)	8,2 (4,1)	6,7 (3,8)	15,1 (6,1)	**57,48**	**0,00**
Insolação C. Cimeiro à tarde (h)	1 (1,2)	2,9 (2,1)	4,4 (1,5)	**46,62**	**0,00**
Insolação C. Cimeiro (h)	5,1 (1,7)	8 (3,1)	10,2 (2,5)	**45,51**	**0,00**
Insolação C. Gordo (h)	8,1 (0,9)	10,7 (2,7)	12,5 (2,4)	**42,03**	**0,00**
Temp. média (ºC)	3,8 (3,3)	4,4 (3,4)	10,6 (5,9)	**41,90**	**0,00**
Insolação C. Cimeiro manhã (h)	4,7 (0,4)	5,7 (1,0)	6,4 (0,9)	**41,61**	**0,00**
Insolação C. Gordo tarde (h)	3,4 (0,5)	5 (1,7)	6,1 (1,4)	**40,8**	**0,00**
Solstício (nºdias)	31,1 (20,9)	78,2 (53,0)	120,6 (53,1)	**40,73**	**0,00**
Amplitude térmica (ºC)	6,6 (2,7)	4,1 (2,3)	7,9 (3,0)	**39,06**	**0,00**
Nebulosidade (Octas)	3,8 (2,8)	6,8 (1,5)	4 (2,6)	**27,51**	**0,00**
Diferença insolação tarde (horas)	2,5 (0,8)	2,1 (0,6)	1,7 (0,5)	**24,77**	**0,00**
Temperatura mínima	1,3 (3,3)	2,7 (3,5)	6,8 (5,2)	**24,15**	**0,00**
Humidade relativa média (%)	61,6 (19,9)	83,7 (19)	67,6 (18,3)	**19,68**	**0,00**
Vel. vento min (km/h)	2,5 (2,7)	8,6 (6,7)	4,8 (4,9)	**14,94**	**0,00**
Humidade relativa mínima (%)	46,3 (24,8)	74,7 (25,8)	53 (26,2)	**18,1**	**0,00**
Humidade relativa máxima (%)	77,7 (16,7)	92,2 (14,2)	80,2 (17,8)	**13,26**	**0,00**
Calma (km/h)	0,3 (0,6)	0 (0,2)	0 (0,2)	**9,56**	**0,00**
Vel. média (km/h)	7,3 (5,7)	13,8 (13,5)	8,2 (5,3)	**8,12**	**0,00**
W	0,8 (1,0)	1,2 (1,4)	0,6 (0,9)	**5,69**	**0,00**
Vel. máxima vento (km/h)	12,4 (8,0)	20,5 (34,9)	11,6 (6,5)	**3,2**	**0,04**
E	0,3 (0,6)	0,1 (0,4)	0,4 (0,7)	**3,12**	**0,04**
SW	0 (0,0)	0,1 (0,3)	0,0 (0,2)	2,12	0,10
N	0,1 (0,3)	0,0 (0,2)	0,1 (0,4)	1,96	0,14
R (mm)	0,4 (1,8)	32,2 (174,1)	0,5 (1,7)	1,81	0,16
Ampl. velocidade do vento (km/h)	9,9 (6,5)	11,7 (33,7)	6,6 (4,7)	1,13	0,32
Diferença insolação manhã (horas)	0,6 (0,1)	0,6 (0,1)	0,6 (0,1)	1,29	0,27
NW	0,3 (0,6)	0,3 (0,7)	0,4 (0,7)	1,01	0,36
SE	1,2 (1,4)	0,8 (1,2)	0,9 (1,1)	0,89	0,41
S	0,3 (0,4)	0,1 (0,4)	0,1 (0,4)	0,74	0,47
NE	0,0 (0,0)	0,1 (0,2)	0,1 (0,2)	0,72	0,48

As variáveis que explicam a maior parte da variância foram utilizadas na análise discriminante, de modo a avaliar o significado de cada uma delas para as funções discriminantes.

As funções discriminantes que mostram os melhores resultados integram a temperatura do ar máxima diária (Tmax) e a mínima (Tmin), a humidade relativa média diária (RHMEA), a

Quadro 5.23- Características das funções discriminantes.

Funções discriminantes	*Eigen values*	%	Variáveis discriminantes	Coeficientes estandardizados das funções discriminatórias		Estrutura factorial (corre.-variáveis-*scores* canonicos)	
				Função 1	Função 2	Função 1	Função 2
1	1,132	72	Tmax	1,76	-0,27	0,74	-0,03
2	0,419	28	Tmin	-0,98	0,61	0,47	0,17
			ICF	1,23	0,83	0,53	0,60
			Neb	-2,22	0,30	-0,43	0,58
			Solst	-2,27	-1,98	0,50	0,51
			RH média	0,23	0,39	-0,22	0,55
			IP	1,16	1,49	0,49	0,60
			WS média	-0,06	0,27	-0,20	0,35

nebulosidade e a velocidade média do vento nas Penhas Douradas, bem como a insolação no fundo do circo e no interflúvio e, o número de dias até o solstício de Verão (Quadro 5.23).

A primeira função é responsável por 72% da discriminação. Os coeficientes standartizados para as variáveis canónicas dessa função mostram uma elevada contribuição das seguintes variáveis: Temperatura máxima (Tmax), insolação no Covão Cimeiro (CCI), insolação no Cântaro Gordo (CGI), número de dias até ao solstício (Solst) e nebulosidade (Neb). No lado positivo do eixo, encontram-se os dias com temperatura máxima mais elevada e com maior insolação e, no lado negativo, as mesmas variáveis surgem com valores mais baixos, sendo também de esperar dias com maior nebulosidade (Fig. 5.57).

A segunda função é responsável por 28% da discriminação, e as variáveis que contribuem mais para este eixo são a insolação no Cântaro Gordo (CGI), insolação no Covão Cimeiro (CCI), temperatura mínima (Tmin) e o número de dias até ao solstício (Solst). Observa-se então que, do lado positivo deste eixo, surgem os dias com temperatura mínima mais elevada e com maior insolação.

Salienta-se que a matriz de classificação, que aplica as funções discriminantes, revela bons resultados, uma vez que 79,9% dos dias são bem classificados (Quadro 5.24). O grupo onde surgem maiores erros na estimativa é o grupo I (inversões térmicas mais longas), apesar de 63,6% dos dias serem bem classificados.

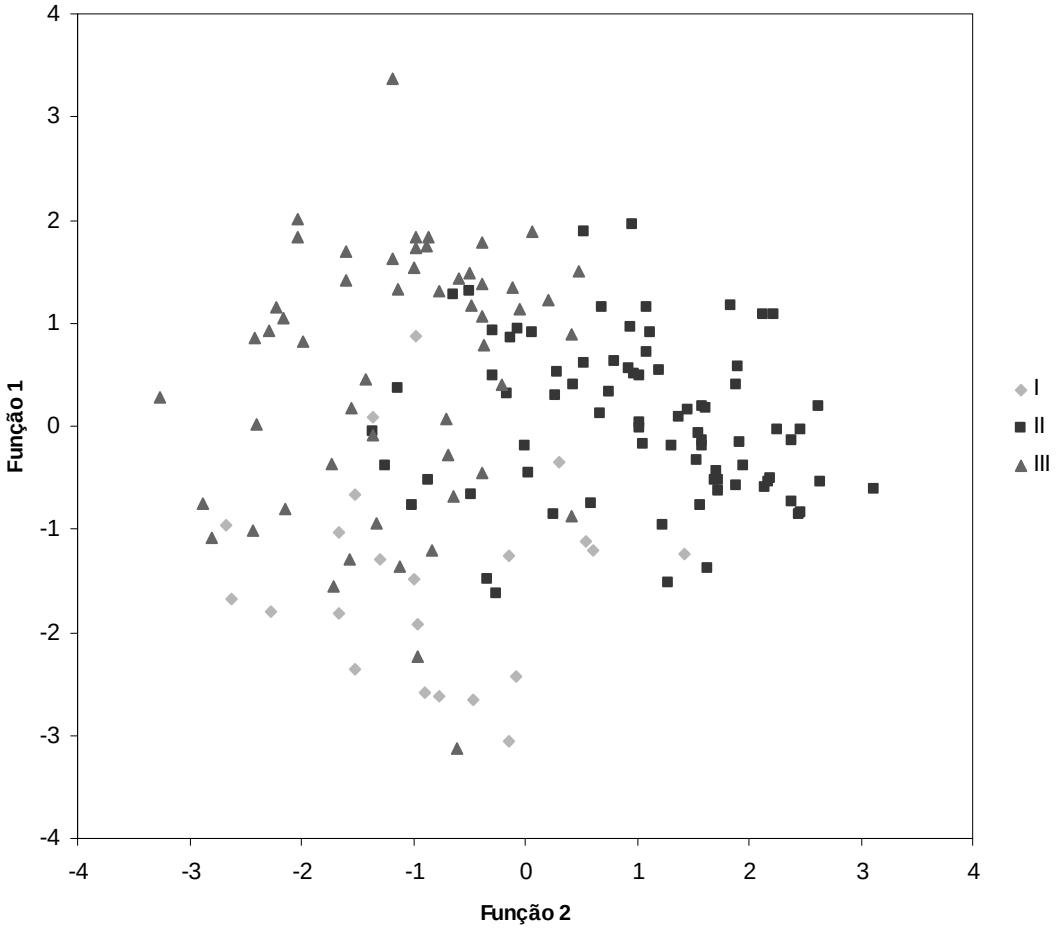


Figura 5.57 - Projecção dos *scores* canónicos dos padrões segundo as duas funções .

Quadro 5.24 - Previsão dos tipos de padrões com base na análise discriminante.

Previsão dos grupos classificados				
Grupos	Grupo I	Grupo II	Grupo III	Percentagem Correcta
Grupo I	14	4	4	63,63
Grupo II	6	44	4	81,48
Grupo III	2	11	65	83,33
Total	22	59	73	79,87

5.6.3. Conclusão: particularidades térmicas de um circo glaciário

O estudo do regime da temperatura diária do ar no fundo do circo glaciário e no interflúvio mostrou a existência de 9 tipos de regime, que foram classificados manualmente, e nos quais se deu ênfase aos dias com temperatura mais baixa no fundo do vale glaciário. Os regimes permitiram a caracterização de dias com inversão de temperatura. Observou-se que estes

tinham durações diárias, e intensidades diferentes e que existia uma evolução estacional dos padrões. A intensidade máxima da inversão observada foi de 9ºC, e a temperatura mínima registada durante o período de estudo foi de -17ºC, no fundo do circo. É de salientar que à mesma hora foi registado -9ºC no interflúvio adjacente.

Dos 9 padrões classificados, em 6 houve inversões térmicas, o que corresponde a 48% do período. O primeiro padrão é constituído pelo grupo de dias em que o fundo do circo esteve sempre mais frio. Trataram-se de 21 dias em Janeiro (9%), e durante este período atingiu-se a temperatura mínima mais baixa de -17ºC no fundo do circo. Foram dias de estabilidade atmosférica com fraca insolação, nos quais o fundo do circo esteve sempre à sombra. Àquele padrão sucede-se no tempo o padrão 2, em que o fundo do circo esteve mais frio, à excepção das 12h, porque a essa hora a base do covão recebe radiação solar directa. A partir daí, fica novamente à sombra e volta a ficar mais frio. Tratam-se de 13 dias (6%) que tiveram lugar até Fevereiro. Seguidamente, a partir de Fevereiro, surge o padrão 3 (41 dias, que correspondem a 18%), no qual o fundo do circo esteve mais frio de manhã e à noite. O período diurno, em que covão fica mais quente aumenta à medida que este recebe mais horas de Sol. Segue-se o padrão 4, no qual o fundo do circo esteve mais frio durante a tarde e início da noite (4 dias em Fevereiro que equivalem a 2%). De Maio a Julho, surge o grupo 5 (20 dias, que correspondem a 9%) em que o Covão Cimeiro esteve mais frio no fim da noite. O último grupo de 9 dias (padrão 6, que diz respeito a 4%) ocorreu de Março a Junho, e o covão esteve mais frio durante o início da noite. Há ainda o tipo em que houve variação diária da temperatura, mas no qual a temperatura foi idêntica nos dois postos. Este grupo de 28 dias (12%) surgiu a partir de Fevereiro. Salienta-se que apesar de terem uma temperatura idêntica, a diferença de altitude sugere a existência de inversão térmica no fundo de vale.

No outro conjunto de dias, que corresponde a 40% do período, foram encontrados dois tipos de regimes. Um que, em 35 dias (16%), o interflúvio esteve mais frio, e noutro a diferença de temperatura entre os dois mantém-se igual ao longo de todo o dia (entre 2 a 4ºC). O facto de a diferença ser igual ao longo do dia, e de a amplitude térmica ser muito fraca, indica que houve instabilidade atmosférica. O último tipo de regime é o mais frequente, ocorreu em 54 dias (24%), e foi o mais irregular, porque o vento era forte, e a turbulência na atmosfera foi responsável por uma temperatura do ar muito irregular.

Depois de caracterizados os regimes, foi efectuada uma classificação estatística objectiva (análise de variância e análise discriminante) no sentido de procurar variáveis explicativas dos diversos padrões térmicos. Utilizaram-se variáveis relativas às condições atmosféricas e outras relativas às condições geográficas.

Da análise resultou que as condições de estabilidade são fundamentais para a acumulação de ar frio, e estas foram identificadas através de parâmetros atmosféricos que dão indicações da estabilidade atmosférica: como as fracas velocidade do vento e nebulosidade. Para além dos parâmetros atmosféricos, foram estudados outros factores relativos à topografia e à insolação, que têm um papel importante na duração e na evolução de situações de mais frio no fundo do circo (mesmo durante o dia). Por exemplo em dias próximos do solstício de Inverno, em que o fundo do circo está à sombra durante quase todo o dia e a temperatura do ar se mantêm baixa, mesmo durante a tarde. No entanto, à medida que o ano avança, a insolação no fundo do circo vai aumentando e o ar aquece o suficiente para atingir uma temperatura superior à registada no topo do circo. Trata-se de um processo gradual, em que há substituição dos tipos de regime, à medida que nos aproximamos do solstício de Verão. No Inverno, o fundo do circo mantêm-se geralmente mais frio durante o dia do que o interflúvio e, por outro lado, no Verão normalmente a inversão desaparece, pelo menos durante a tarde. Entre as duas situações existem vários regimes de transição.

No futuro seria interessante a realização de campanhas de campo com medição de elementos meteorológicos (vento, humidade relativa, temperatura do solo, cobertura da neve e balanço energético) em pontos diversos do circo glaciário no sentido de se monitorizar a dinâmica da drenagem de ar frio.

5.7. TEMPERATURA DO AR NO VALE DO ZÊZERE. REGIMES E PADRÕES ESPACIAIS

Começou por identificar-se os padrões térmicos instantâneos nos planaltos e no vale do Zêzere, e estimou-se sua frequência, e a sucessão ao longo do dia e do ano. Calculou-se, também, para vários regimes térmicos horários o gradiente térmico vertical.

No seguimento do estudo dos regimes térmicos, foi documentado o regime da temperatura do ar num vale de orientação Norte – Sul, ao longo da noite e do dia, e em situações de estabilidade atmosférica. Como se viu no capítulo 4, durante o dia, a energia que as vertentes recebem varia muito e depende do declive e da exposição. As diferenças térmicas resultantes, que variam ao longo do vale, vão dar origem a correntes de compensação. Durante a noite a drenagem de ar frio dos planaltos, vai determinar a distribuição a temperatura. No entanto, o escoamento de ar frio é apenas um dos fenómenos que dá origem a temperaturas mais baixas nos fundos de vale em situações de estabilidade atmosférica. A ocultação do céu também contribui para o arrefecimento e para a manutenção das temperaturas mais baixas nas áreas deprimidas, uma vez que, nos vales, a duração do dia é menor; como resultado do efeito de sombra, o nascer do Sol é retardado e o ocaso é antecipado (ver capítulo 4 e ponto 5.6). Por outro lado, a exposição das vertentes num vale com orientação N-S vai dar origem a um comportamento térmico dissimétrico no vale, uma vez que no início da manhã e no fim do dia, enquanto umas vertentes reflectem radiação e emitem calor, noutras pode haver drenagem de ar frio.

Para estudar os referidos efeitos em vales, escolheu-se o vale do Zêzere como área de trabalho, porque tem uma orientação NNE-SSW e já existiam registadores da temperatura do ar na área (Fig. 5.5). Assim, para além dos que existiam, foram instalados 3 *dataloggers* nas vertentes do vale do rio Zêzere: um no sector superior da vertente exposta a Oeste, próximo da Lagoa Seca, a 1380m de altitude, e os outros dois na vertente exposta a Este, a 1150 m altitude próximo da base da vertente (Zêzere-meia vertente) e outro a 1280m a meio da vertente (Zêzere-Estrada Florestal). Na vertente exposta a oriente não se instalaram os registadores a maior altitude devido ao difícil acesso; pela mesma razão, não foi possível alinhá-los ao longo do mesmo perfil transversal, pelo que o registador da Lagoa Seca foi instalado mais a montante do que os da vertente oposta. Salienta-se que a posição dos registadores foi escolhida em função da topografia, do acesso e da rede de registadores disponível. Foi ainda instalado outro posto no Alto da Torre (1993m), numa posição de interflúvio, em substituição da estação meteorológica que foi destruída (Fig. 5.3).

Quadro 5.25 – Informação meteorológica de superfície retirada da reanálise-1 do NCEP/ NCAR, para um ponto na grelha a 40ºN e 7ºW, entre 11 e 15 de Abril de 2001.

	11	12	13	14	15
Direcção vento	S	S	S	S	S
Temperatura do ar (ºC)	12,8	12,8	10,8	11,8	8,8
Ómega (Pascal/s)	0,1	0,1	0,1	0,15	0,05
Água precipitável (kg/m^2)	11	8	10	9	23
Pressão (hPa)	980	980	980	980	980
Humidade Relativa (%)	85	70	85	70	80

Da rede existente de postos termométricos, foi utilizado ainda o posto do fundo de vale (vale do Zêzere-ASE situado a 1080m) e esperava-se utilizar os registos dos postos de interflúvio do Curral da Nave, dos Poios Brancos e do Piornal; no entanto, infelizmente estes tiveram problemas de funcionamento e não registaram durante este período.

Para estudar com pormenor a variação da temperatura do ar no vale, desde a drenagem de ar frio e as inversões térmicas, à evolução da cintura térmica e às diferenças térmicas entre as vertentes, os postos termométricos foram programados para registarem num intervalo de 5 minutos. O período de estudo iniciou-se no dia 11 de Abril de 2001, às 16 horas e prolongou-se até ao dia 15, às 19 horas. Durante esse período, Portugal foi afectado por um anticiclone situado a norte da Península Ibérica. Em altitude, tratou-se de uma circulação meridiana de bloqueio em ómega, estando Portugal no flanco este da crista, uma situação responsável pelo fluxo de massas de ar da Europa Ocidental (Ramos, 1987). No que diz respeito às condições meteorológicas, o céu esteve limpo e o vento foi fraco. Para caracterizar melhor o estado do tempo no período estudado foi usada a reanálise-1 de dados da superfície do *NCEP/NCAP* e da estação meteorológica da Penhas Douradas.

O fluxo do vento foi de Sul, a pressão atmosférica de 980 hPa e o valor do ómega indica que, em média, não houve ascensão vertical das massas de ar. No entanto, há uma tendência para o valor se aproximar de 0 entre 14 e 15 de Abril. Salienta-se que quando o valor é negativo há ascensão vertical das massas de ar (Quadro 5.25). Também no último dia, aumentou muito a água precipitável, ou seja a quantidade de água disponível para a precipitação, considerando a condensação de todo o vapor de água existente numa coluna vertical da atmosfera (Fragoso, 2004). A humidade relativa foi sempre elevada, e a temperatura do ar à superfície foi mais elevada do que a registada pelos postos, mas apresentando, no entanto, uma variação semelhante ao longo do período.

Quadro 5.26 – Elementos meteorológicos recolhidos na estação das Penhas Douradas, para as 0h, 6h, 12h e 18h, entre 11 e 15 de Abril de 2001.

	Dia 11				Dia 12				Dia 13				Dia 14				Dia 15			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
Direcção do vento			SE	NW	NE		SE	NE	SE	E	SE	E	E	E	SE	E	SE	SE	N	W
Velocidade do vento (km/h)	3	1	9	7	3	5	9	5	5	9	9	11	17	5	13	7	9	1	5	13
Temperatura (ºC)	11	9	16	13	9	3	12	11	7	5	12	9	4	0	10	11	9	7	15	13
Humidade relativa (%)	57	44	40	39	61	40	32	45	48	33	40	47	67	82	57	48	38	34	40	39

Quadro 5.27 – temperatura do ar registada nos postos termométricos e nas Penhas Douradas, para as 0h, 6h, 12h e 18h, entre 11 e 15 de Abril de 2001.

Temperatura do ar nos postos	Dia 11				Dia 12				Dia 13				Dia 14				Dia 15	
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18	00	12
Vale do Zêzere - ASE	7	3	20	22	7	1	17	20	3	1	15	16	7	0	14	19	4	3
Zêzere Lagoa Seca	8	5	14	18	8	2	12	15	5	2	11	14	4	1	12	15	5	5
Zêzere meia vertente				14	9	4	17	13	5	4	16	11	7	1	15	12	5	6
Zêzere Estrada Florestal			17	14	10	5	14	12	8	5	13	10	6	2	12	11	8	7
Torre				9	3	0	9	8	2	-2	5	3	-3	-4	6	7	2	4

Nos registos das Penhas Douradas, a humidade relativa variou entre 30 e 60% e a direcção dominante do vento variou entre Este e Sudeste. O vento foi mais forte nos dias 13 e 14 (Quadro 5.26).

A temperatura registada nas Penhas Douradas foi semelhante à registada no posto do Zêzere - Estrada Florestal e Zêzere-Lagoa Seca, facto que seria de esperar, até porque estes postos se situam a uma altitude semelhante (Quadro 5.27).

5.7.1. Análise dos registos dos postos termométricos situados no vale do Zêzere

O regime térmico diário ao longo do período de estudo, variou em função da altitude e da posição topográfica (Figs. 5.58 e 5.59 e Quadros 5.28 e 5.29). O dia 12 foi o mais quente em todos os postos, com temperaturas médias de 10,3ºC no posto do Zêzere meia-vertente e de 5,3ºC na Torre. O mais frio foi o dia 14 de Abril, com temperatura média de 8,6ºC no posto do vale do Zêzere-ASE e 1,8ºC na Torre. Se considerarmos separadamente o comportamento

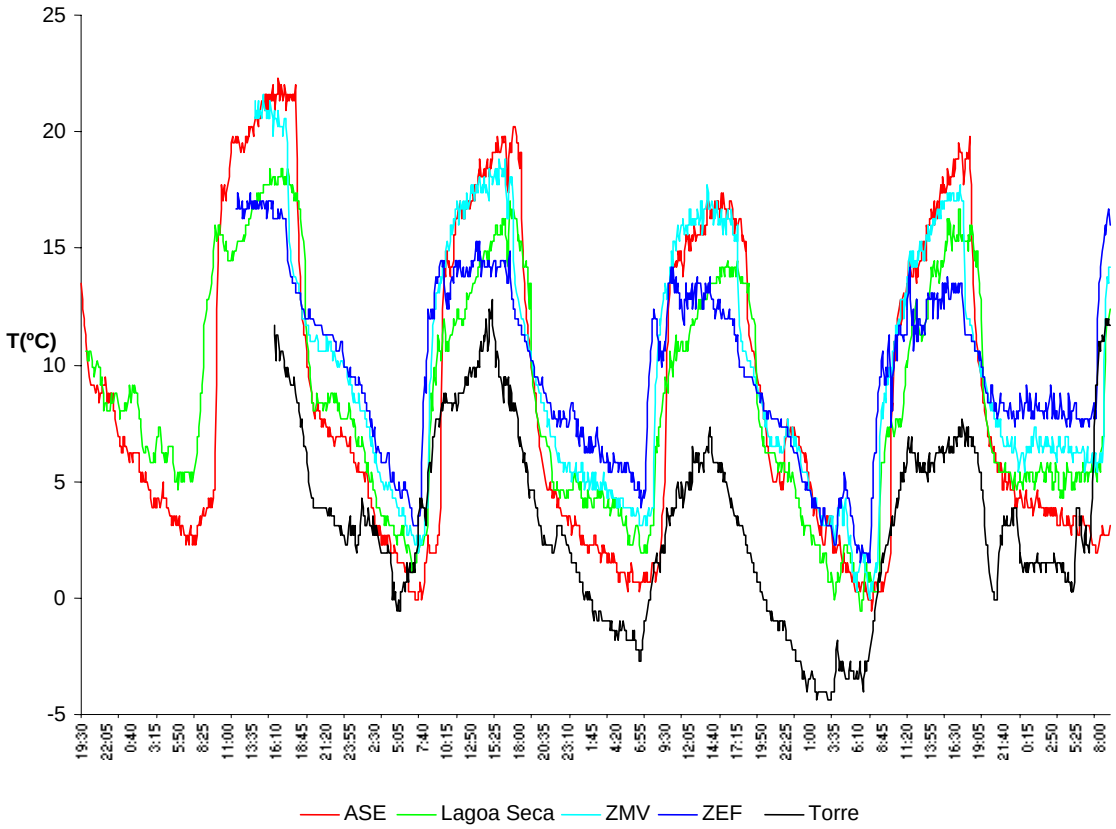


Figura 5.58 - Temperatura do ar nos postos termométricos da bacia do Zêzere entre 11 e 15 de Abril de 2001 (ASE – vale do Zêzere, Lagoa Seca, ZMV - Zêzere meia vertente, ZEF - Zêzere estrada florestal e Torre).

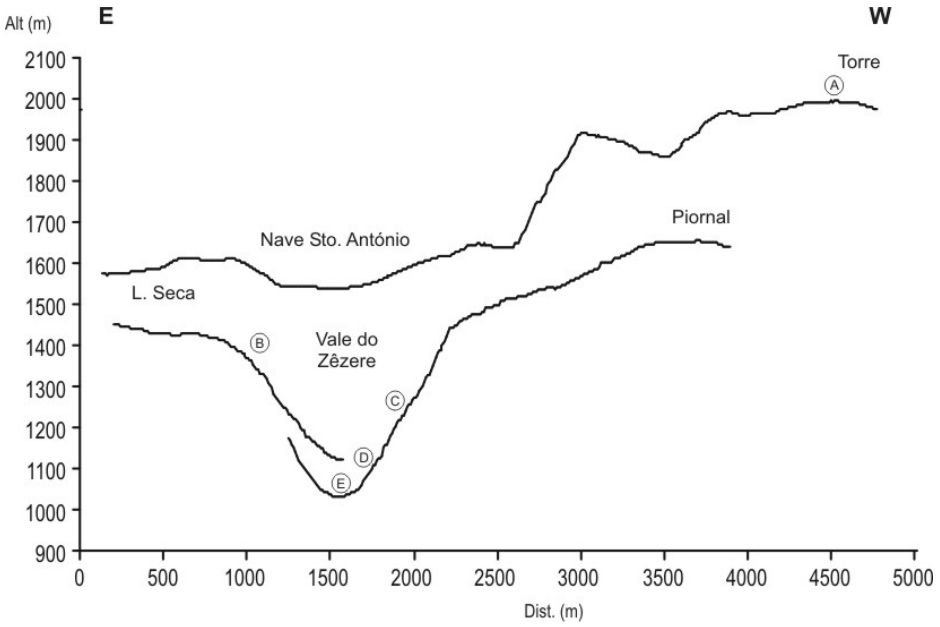


Figura 5.59 – Perfis transversais no Vale do Zêzere e entre a Nave de Santo António e a Torre, com a localização dos postos termométricos em funcionamento entre 11 e 15 de Abril de 2001. A – Torre; B – Lagoa Seca; C – Zêzere – Estrada Florestal; D – Zêzere – Meia vertente; E – Zêzere – ASE.

Quadro 5.28 – Temperatura do ar nocturna (19h55min-7h55min) e diurna (8h-19h) nos postos termométricos da bacia do Zêzere entre 11 e 15 de Abril de 2001.

		ASE	Lagoa Seca	Zêzere Meia-Vertente	Zêzere Estrada Florestal	Torre
Noite (19h55-7h55 de 11/12)		4,8	6,0	7,3	9,2	2,8
Dia 12	Temp. média	8,9	8,6	10,3	10,0	5,3
	Ampl. térmica	19,9	15,9	16,9	11,4	13,2
	Temp. média (8-19h)	14,7	12,8	15,1	13,1	8,6
Noite (19h55-7h55 de 12/13)		3,1	4,8	5,6	7,0	0,6
Dia 13	Temp. média	8,0	7,8	9,5	9,1	1,4
	Ampl. térmica	17,1	12,3	14,6	9,5	10,0
	Temp. média (8-19h)	13,1	11,5	14,1	12,0	4,1
Noite (19h55-7h55 de 13/14)		4,2	3,4	4,7	5,1	-2,4
Dia 14	Temp. média	8,0	7,1	8,6	8,2	1,8
	Ampl. térmica	20,4	16,9	17,8	12,0	12,1
	Temp. média (8-19h)	13,1	11,5	13,2	11,6	5,2
Noite (19h55-7h55 de 14/15)		4,3	6,0	7,0	8,8	3,1

Quadro 5.29 – Equação da recta e r^2, calculada para a temperatura do ar registada nos postos termométricos entre 11 e 15 de Abril de 2001, para 4 períodos do dia. A negrito estão os valores de r^2 significativos para $p<0,05$.

Período de dados	r^2	Equação da recta
9h35min - 17h	**0,9751**	y = -0,01x + 26,675
17h05min - 18h55min	**0,7834**	y = -0,01x + 26,692
19h - 6h	**0,6712**	y = 0,6712x + 12,93
6h - 9h30min	0.06	y = -0,0018x + 6,6265

térmico durante a noite e durante o dia, a noite mais fria foi a de 12 para 13 no posto de fundo de vale (3,1ºC no vale do Zêzere-ASE) e, para os outros postos, foi a noite seguinte (Quadro 5.26). É de salientar que, de madrugada, foram atingidas temperaturas negativas em todos os postos, tendo a mais baixa sido de -4,4ºC, na Torre. A temperatura média do ar durante o dia (das 8h às 19h) foi superior nos postos de menor altitude, ou seja, no vale do Zêzere-ASE e no posto de Zêzere meia-vertente. No entanto, como o posto Zêzere meia-vertente está situado na vertente exposta a Este, pode registar temperaturas superiores às do fundo de vale no início da manhã, uma vez que recebe radiação directa mais cedo. A temperatura máxima diária mais alta registou-se sempre no posto do vale do Zêzere-ASE, porque se situa no fundo de vale e a menor altitude e, por isso, além da radiação directa, recebe radiação solar reflectida pelas

vertentes, e está também, abrigado do vento regional, o que se traduz num maior aquecimento da camada de ar junto ao solo (Geiger, 1961). Também no fundo de vale, as mínimas são mais baixas de madrugada devido ao arrefecimento irradiativo nocturno associado à acumulação e drenagem de ar frio. Salienta-se que o fundo de vale do Zêzere é o posto mais frio de madrugada, mas durante a noite é a Torre que regista uma temperatura mais baixa, por estar a maior altitude (mais 943m) e por ser uma área de planalto onde há arrefecimento do ar. No que diz respeito à amplitude térmica diária é superior no fundo de vale (Zêzere-ASE), tendo atingido cerca de 20ºC.

A influência da topografia na variação das temperaturas do ar é nítida porque a situação meteorológica nestes dias foi anticiclónica. O facto de se ter registado uma situação de estabilidade atmosférica ao longo do período, permitiu que o comportamento térmico em cada posto termométrico fosse uniforme ao longo dos dias de recolha de dados, apesar de se terem registado variações na temperatura do ar.

No que respeita ao comportamento da temperatura em função da altitude e da posição topográfica dos postos, verifica-se que a temperatura diminui com o aumento da altitude, apesar dessa diminuição não ser regular. O controlo da posição topográfica contribui para explicar as diferenças térmicas observadas entre os postos de madrugada, ao nascer do Sol e no ocaso.

A figura 5.60 representa a variação da temperatura entre 11 e 15 de Abril, seguindo um perfil vertical no vale do Zêzere. Para a construção da figura ordenaram-se os postos altitudinalmente, e procedeu-se à interpolação das temperaturas do ar. Em geral, durante o dia, a temperatura do ar diminuiu com a altitude e, durante a noite encontra-se mais frio o fundo de vale, do que o Alto da Torre. Podendo ocorrer uma cintura térmica, com temperaturas mais elevadas, a meia vertente. Acima da cintura térmica regista-se novamente a diminuição da temperatura com a altitude. Neste conjunto de dias, a temperatura variou entre -5ºC e 16 ºC.

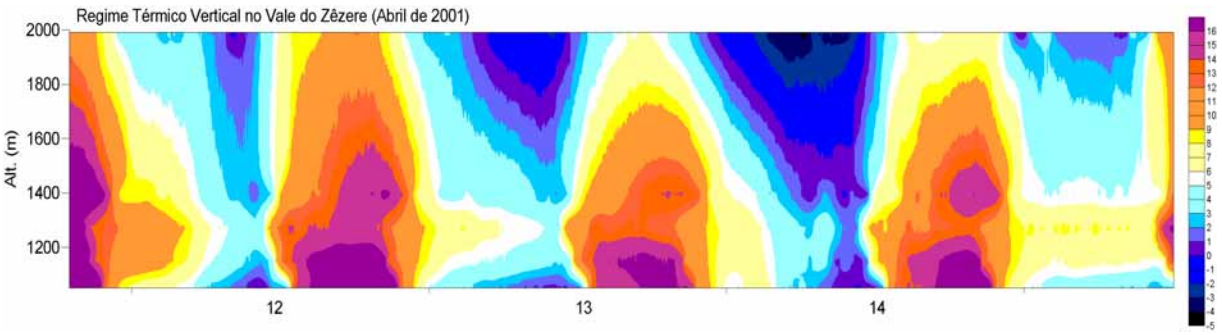


Figura 5.60 – Variação da temperatura do ar em função da altitude, entre 11 e 15 de Abril de 2001, no vale do Zêzere.

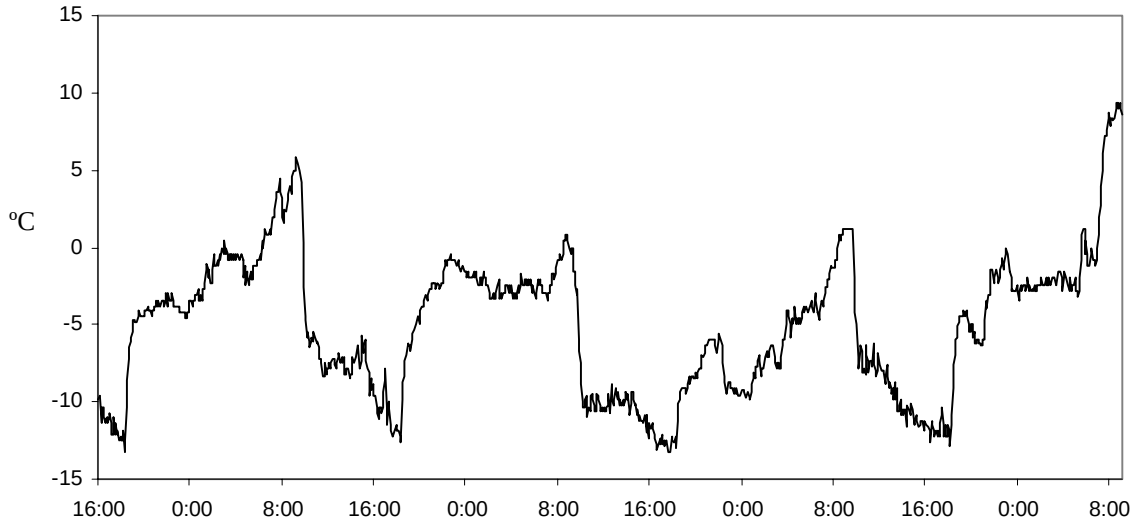


Figura 5.61 – Diferença da temperatura do ar entre os postos termométricos da Torre e do fundo de vale do Zêzere-ASE entre as 16h do dia 11 de Abril e as 9h do dia 15 de Abril de 2001.

Tal como já foi referido, as áreas mais quentes durante o dia são os fundos de vale, e a mais fria é a Torre (Fig. 5.61). É entre as 17h30min e as 18h que a diferença entre o interflúvio e o fundo de vale é maior, atingindo o valor máximo (até 12ºC). A hora em que a diferença de temperatura entre a Torre e fundo de vale é mais elevada é entre as 9 e as 9h30min, e a diferença pode atingir 5ºC. Durante a noite o posto mais frio continua a ser o da Torre, mas o posto de fundo de vale (Zêzere -ASE), de madrugada, entre as 6h e as 9h30min pode ter uma temperatura mais baixa. Observa-se ainda que a madrugada mais fria foi a de 14 de Abril e a mais quente de 14 para 15 de Abril.

No que diz respeito à presença da cintura térmica, é possível observar a sua evolução se calcularmos a diferença da temperatura do ar entre o posto da estrada florestal e do vale do Zêzere-ASE (Fig. 5.62). Quando a temperatura no vale do Zêzere-ASE é mais elevada do que no posto da estrada florestal, a diferença é negativa. Ora a temperatura do ar no vale do Zêzere- ASE foi mais elevada de dia, entre as 10h10min e as 19h e 50min, e atinge-se a diferença máxima de temperatura entre as 17h30min e as 18h. Entre as 20h e as 10h da manhã o fundo de vale está mais frio do que o posto de meia vertente, e essa diferença de temperatura é mais elevada entre as 7h30min e as 9h55min. Nas figuras (5.57 e 5.58) é possível observar 2 ciclos de drenagem de ar frio de madrugada, o primeiro por volta da 1h e o 2 próximo das 6h. A existência de ciclos na drenagem de ar frio foi documentada Nakamura (1989) e Lopes (1995 e 1998).

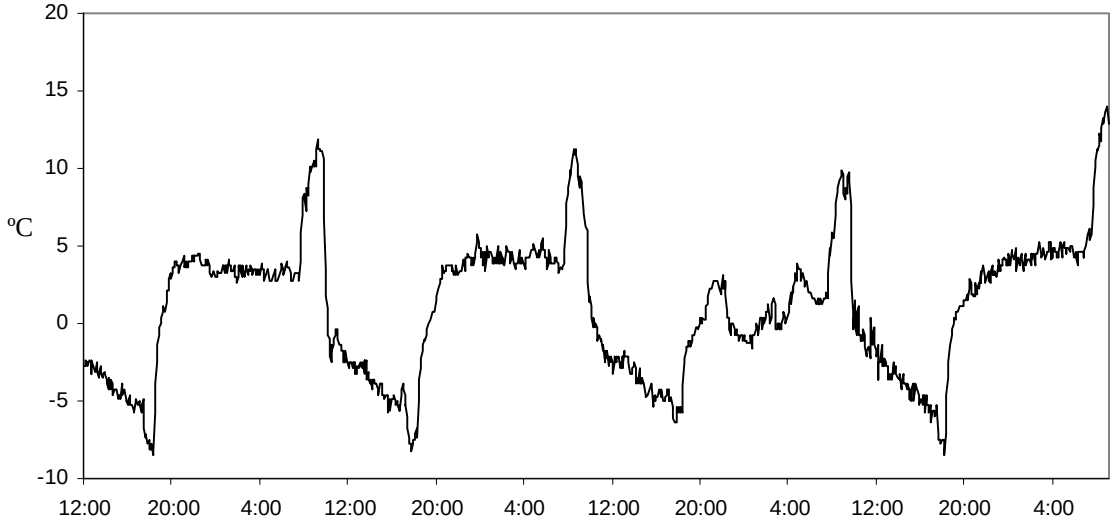


Figura 5.62 - Diferença de temperatura entre o posto da estrada Florestal e o fundo de vale do Zêzere-ASE entre as 12h do dia 11 de Abril e as 9h do dia 15 de Abril de 2001.

Considerando que a temperatura do ar tem uma variação com a altitude diferente consoante o período do dia, foram delimitados quatro períodos com comportamentos térmicos diferentes e, para cada um deles, realizou-se uma correlação entre os valores médios da temperatura do ar e a altitude a que foram registados, de forma a estimar a variação da temperatura com o a altitude (Quadro 5.29). As correlações foram mais elevadas para o dia e não tiveram significado para o período em que a temperatura no fundo de vale foi inferior à do interflúvio. Para o período diurno, entre as 9h e as 17h, a correlação é mais elevada o gradiente térmico vertical é de 1ºC/100m. Entre as 17h e as 18h 55, período em que o fundo de vale atinge a temperatura mais elevada, o gradiente térmico vertical é também de 1ºC/100m. Das 19h às 6h diminui para 0,57ºC/100m. Entre as 6h e as 9h30, a correlação entre os postos não tem significado porque a temperatura no lago de ar frio é inferior à temperatura do ar na Torre.

Para melhor caracterizar o regime térmico vertical do ar, seleccionaram-se o ocaso, a noite e o nascer do dia, momentos onde o efeito da topografia se torna mais saliente pois, durante o dia, verifica-se que as temperaturas são essencialmente controladas pela altitude.

A formação da inversão térmica no fundo de vale inicia-se entre as 19h30min e as 20h30min, próximo portanto da hora do ocaso, às 19h30min. Com o avançar da noite, a temperatura do ar no fundo de vale vai diminuindo, atingindo-se o valor mais baixo entre as 7 e as 8 horas da manhã porque, apesar de ocorrer depois do nascer do Sol, às 6h30min, o fundo de vale ainda se encontrava à sombra. Entre as 8h e as 9h a temperatura aumenta rapidamente, à medida que as vertentes expostas a Este recebem energia solar directa e vão aquecendo

(ver capítulo 4). Salienta-se que a intensidade e a espessura do lago de ar frio e da cintura térmica variam muito de noite para noite.

Na noite de 11 para 12 de Abril, a inversão térmica formou-se às 19h 30min no fundo de vale, por arrefecimento irradiativo (Fig. 5.63). Apesar da inversão térmica se ter formado à hora do ocaso, o fundo de vale tinha ficado à sombra mais cedo e as superfícies já estavam a perder calor antes do ocaso. Ao longo da noite, a temperatura vai diminuindo com o aumento das perdas radiativas locais. A inversão térmica vai, então, desenvolver-se e intensifica-se com a ajuda da topografia e por drenagem e acumulação de ar frio das áreas a maior altitude (Nakamura, 1989; Kuwagata e Kimura, 1995). Forma-se, dessa forma, um lago de ar frio que ocupa quase todo o vale, com a temperatura do ar a variar entre 0 e 3ºC, e atinge-se a temperatura mínima às 7h, momento a partir do qual a temperatura aumentou rapidamente (Fig. 5.63). É de notar que, a 2000 m em altitude, o ar arrefeceu mais rapidamente no início da noite, atingindo-se a temperatura mínima (-0,6ºC) às 5h30min, cerca de 1h30min mais cedo do que no fundo de vale. O atraso pode significar que houve escoamento desse ar frio, e que este atingiu o fundo de vale 1h30min mais tarde. Depois do mínimo atingido no planalto, a temperatura começa a aumentar, mesmo antes do nascer do sol (6h30min). Segundo Yoshino (1975), Nakamura (1989) e Kuwagata e Kimura (1995), a drenagem de ar frio é interrompida 30 a 40 minutos antes do nascer do Sol. No entanto, como o vale ainda se encontra à sombra às 7h, é visível um núcleo de ar mais frio ao nível da Lagoa Seca (cerca de 1400m altitude), que pode estar relacionado com a drenagem de ar frio do planalto. A drenagem de ar frio foi intermitente e existiram duas vagas, uma perto da 1h e outra por volta das 5h (Fig. 5.59). Este aspecto intermitente da drenagem de ar frio foi também observado por Yoshino (1975), Nakamura (1989) e Lopes (1995 e 1998).

A cintura térmica, que constitui um sector na vertente com temperatura mais elevada, tanto em relação ao fundo de vale como ao interfluvio (Oke, 1987), tem uma amplitude variável (entre 1 e 3ºC), e por volta das 7h tem a intensidade de 1ºC, altura em que todo o vale está mais frio.

Na noite seguinte (Figura 5.64), as temperaturas do ar foram mais baixas e a cintura térmica permaneceu durante toda a noite. A inversão térmica iniciou-se entre as 19h e as 19h30min, tal como na noite anterior, mas as temperaturas no fundo de vale foram mais baixas. Também nos interflúvios a temperatura foi mais baixa ao longo da noite (-2,7ºC), do que na base do vale (0,3ºC). O facto de a temperatura do ar ter tido uma variação mais regular ao longo da noite parece indicar maior estabilidade atmosférica. No entanto não existem registos meteorológicos nocturnos que comprovem a estabilidade.

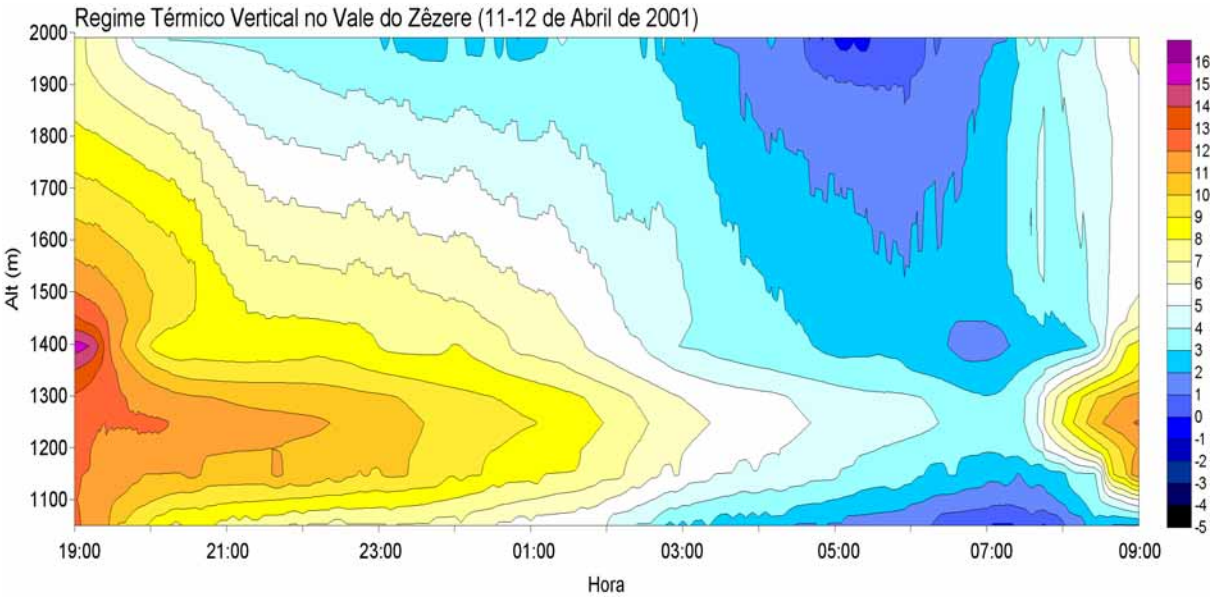


Figura 5.63 – Variação da temperatura do ar em altitude na noite de 11 para o dia 12 de Abril de 2001 no vale do Zêzere.

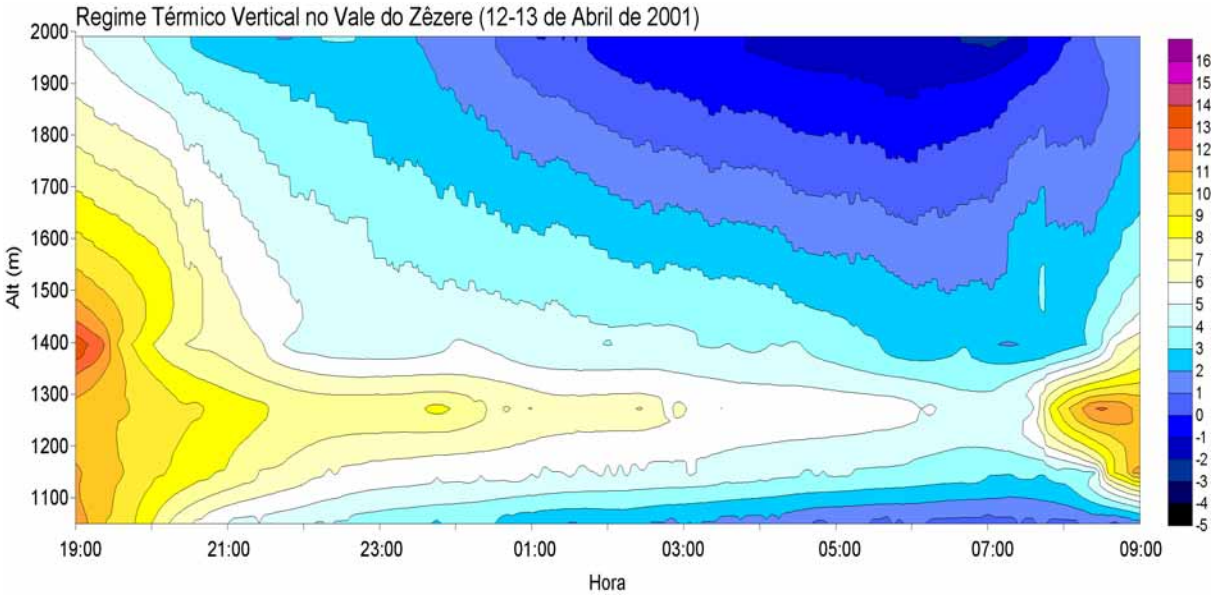


Figura 5.64 – Variação da temperatura do ar em altitude na noite de 12 para o dia 13 de Abril de 2001 no Vale do Zêzere.

Na noite de 13 para 14, o campo térmico foi mais complexo, uma vez que os gradientes térmicos verticais foram mais irregulares, o que pode ser resultado de uma maior turbulência. De facto, na estação das Penhas Douradas, às 0h, foi registada a velocidade do vento mais elevada deste período (17km/h, Quadro 5.29). O vento mais forte nesta noite pode ter

interrompido o arrefecimento no fundo de vale entre as 22h e a 1h (Fig. 5.65). Segundo Whiteman e Mckee (1982), a turbulência junto à superfície é responsável pela interrupção das inversões térmicas. Nesta noite houve dois ciclos de drenagem de ar frio em direcção ao fundo de vale, às 3h e as 6h. A temperatura mínima no fundo de vale é atingida depois das 7h (-0,6ºC) e nota-se também um atraso de cerca de meia hora entre a hora da temperatura mínima registada no topo (-4,4ºC) e a hora a que a mínima foi registada no fundo de vale. Com o nascer do Sol, a temperatura começa a aumentar, e 1h mais tarde a cintura térmica começa a ser destruída na vertente exposta a Este, a partir do momento em que esta recebe radiação solar directa. Verifica-se, também, que a temperatura vai aumentando em direcção ao fundo de vale, à medida que as vertentes recebem radiação solar directa.

Na noite de 14 para 15 de Abril a temperatura foi mais elevada e o campo térmico foi mais estável ao longo da noite, porque o vento foi mais fraco do que na noite anterior (Quadro 5. 24). A inversão térmica manteve-se toda a noite, atingindo a temperatura mínima no fundo de vale de 2ºC às 7h30min (Fig. 5.66, Quadro 5.26). No interflúvio surgem dois períodos com temperaturas mais baixas de 2ºC, às 21h e às 5h. A cintura térmica foi estável ao longo da noite.

5.7.2. Análise da variação da temperatura do ar no dia 12 de Abril de 2001 no vale do Zêzere.

Uma vez que não se dispunha de informação relativa às duas vertentes do vale, e a toda as altitudes, tentou concretizar-se os resultados anteriores procedendo à interpolação e interpretação da variação térmica nos vales do Zêzere em função da exposição das vertentes. Seleccionou-se o dia 12 de Abril pois foi o que registou uma variação mais regular da temperatura do ar (Fig. 5.67). Foram analisadas as horas que ilustram determinados comportamentos, como o nocturno, a madrugada, a hora da temperatura máxima nas vertentes expostas a Oeste e a Este e o ocaso. Para exemplificar o comportamento nocturno, em que o Alto da Torre e o vale do Zêzere-ASE estão mais frios escolheu-se a 1h da manhã. O nascer do Sol é ilustrado pelas 7h20min e pelas 8h, altura em que o fundo de vale está mais frio, e em que se dá aumento da temperatura nos outros postos. A manhã é exemplificada pelas 10h10min, altura em que o fundo de vale começa a aquecer. O comportamento das temperaturas máximas é exemplificado pelas 12h30min, 14h15min e 16h.

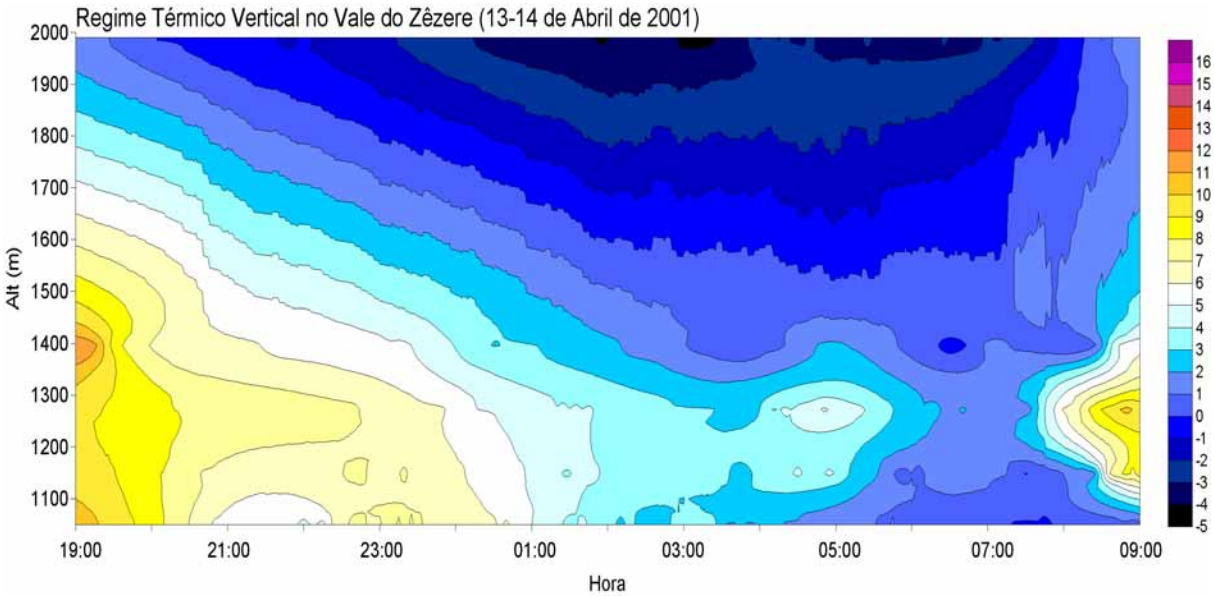


Figura 5.65 – Variação da temperatura do ar em altitude na noite de 13 para o dia 14 de Abril de 2001 no vale do Zêzere.

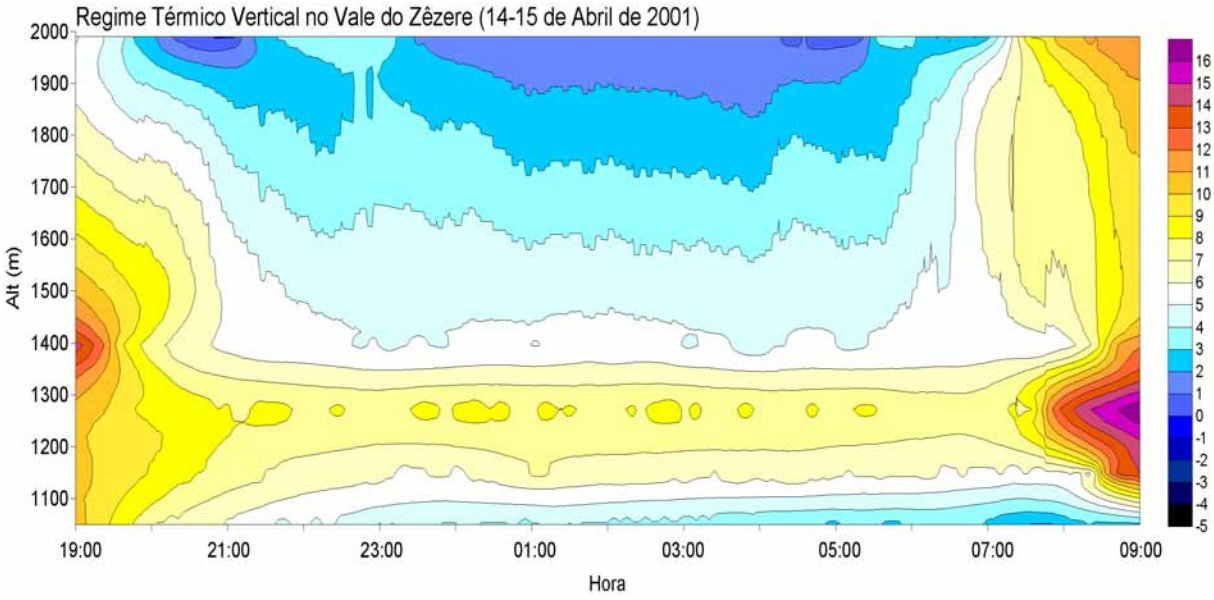


Figura 5.66 – Variação da temperatura do ar em altitude na noite de 14 para o dia 15 de Abril de 2001 no vale do Zêzere.

Para a representação gráfica dos padrões térmicos, foram construídos três perfis topográficos transversais ao vale, de modo a atravessarem os locais dos postos termométricos. É de notar que os pontos não estão todos localizados no mesmo alinhamento, e como tal as figuras correspondem a uma projecção dos dados num único perfil, o que corresponde a uma simplificação do padrão térmico espacial instantâneo, pelo que as figuras devem ser interpretadas com precaução.

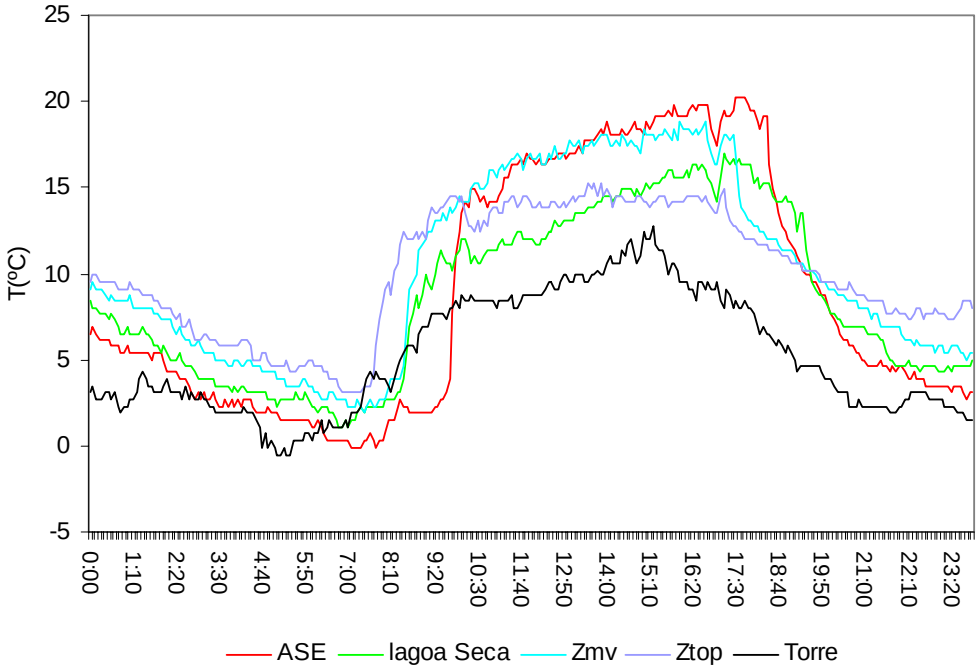


Figura 5.67- Variação da temperatura do ar registada nos postos termométrico no dia12 Abril de 2001 (ASE – vale do Zêzere, Lagoa Seca, Zmv-Zêzere meia vertente, Ztop- Zêzere estrada florestal e Torre) .

No perfil térmico da 1h, que ilustra o comportamento nocturno, a temperatura é mais baixa no Alto da Torre (2,3ºC), aumentando até ao vale do Zêzere-ASE, em média, cerca de 0,37ºC/100m e atingindo 5,8ºC no vale do Zêzere-ASE (Fig. 5.68). No entanto, a diminuição da temperatura do ar com a altitude não é regular, e é interrompida por um sector da vertente mais quente que corresponde à cintura térmica. A amplitude térmica entre o fundo de vale e o topo da camada de inversão é de 3ºC. No vale existe uma inversão térmica, com uma temperatura na base de 5,8ºC. Trata-se de um lago de ar frio resultante das perdas radiativas nocturnas, e do fornecimento de ar frio a partir das vertentes e dos sectores mais elevados do vale[17].

Às 7h20min a temperatura na Serra é mais uniforme, mas o fundo de vale está mais frio, com -0,1ºC do que no Alto da Torre, o que corresponde a um aumento de 0,2ºC/100m (Fig. 5.69). Essa variação da temperatura com a altitude não é regular visto que existe uma cintura térmica e a amplitude da temperatura entre o fundo de vale e o topo da inversão é de 3ºC. A esta hora, nota-se o arrefecimento, em especial no vale, pois a maior altitude a temperatura não sofreu variação significativa.

Às 8h, a situação é mais complexa, uma vez que há um aquecimento geral do fundo de vale, tendo este sido responsável pelo aumento da temperatura na base da inversão térmica

[17] É de salientar que não se monitorizou o vento, pelo que não há dados relativos à drenagem de ar frio.

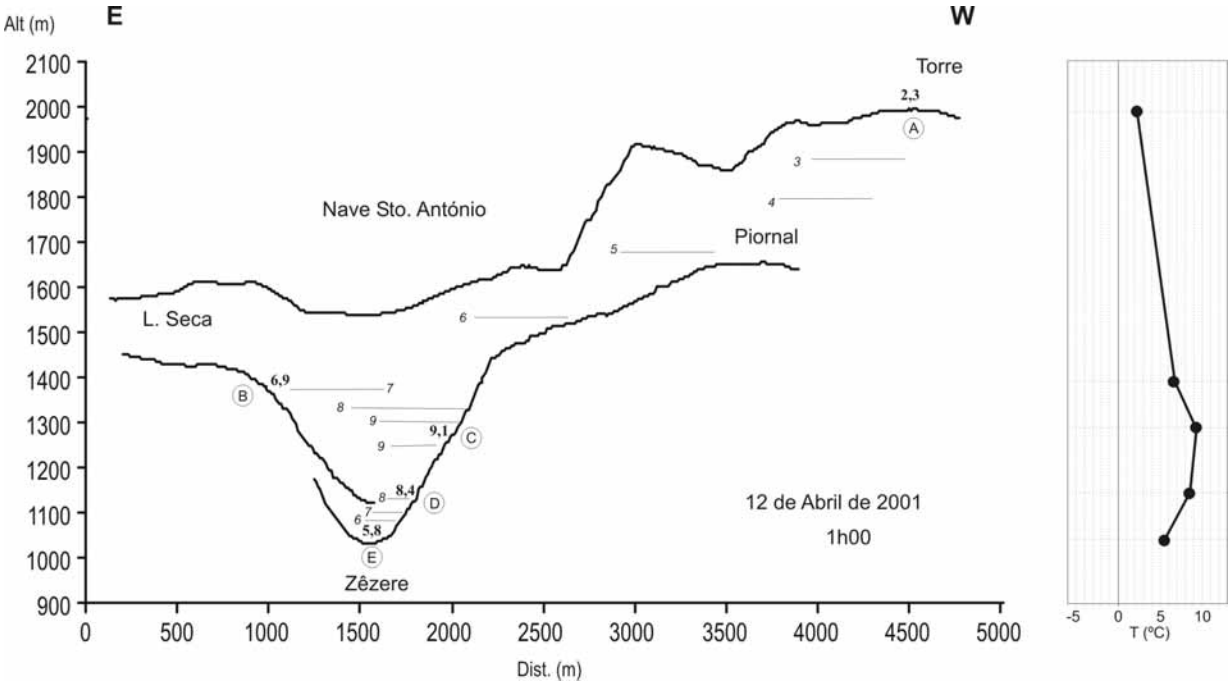


Figura 5.68 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere à **1h** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE.

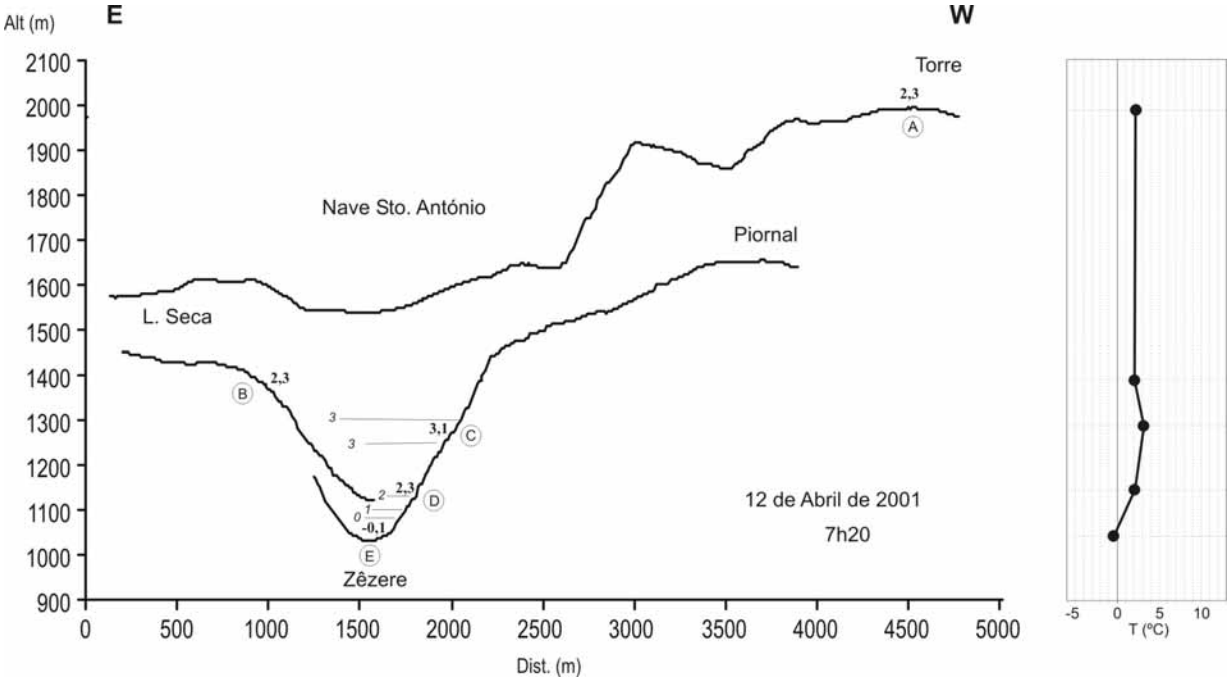


Figura 5.69 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às 7h20min do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos:A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE.

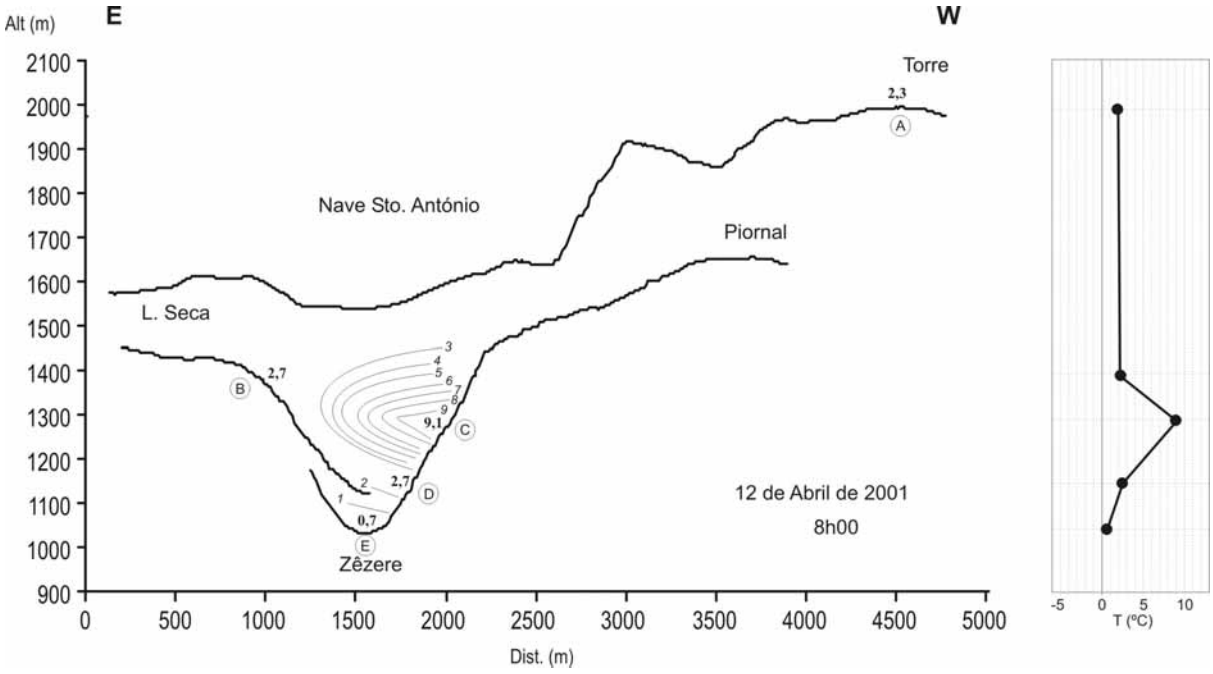


Figura 5.70 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **8h** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos:A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE.

(0,7ºC). Por outro lado, a vertente exposta a nascente, recebe radiação solar directa e, por isso, a temperatura do ar aumentou 6ºC em 40 minutos (Fig. 5.70). Na vertente exposta a Oeste, que ainda se encontra à sombra, o aumento da temperatura do ar foi só de 0,5ºC. Este mecanismo de destruição da inversão térmica pela acção da insolação nas vertentes e pelo desenvolvimento da CBL foi estudado em detalhe por Anquetin *et al.* (1998; ver capítulo 1). Acrescenta-se ainda, que a turbulência é também gerada pela brisa ascendente de vertente. O aquecimento da vertente ocidental traduz-se numa maior amplitude térmica entre o topo e a base do lago de ar frio (8ºC). Nakamura (1989) refere o facto de a vertente exposta a Oeste registar uma temperatura mais baixa do que a exposta a Este, e que a drenagem de ar frio é interrompida 30 a 40 minutos antes do nascer do Sol nas vertentes expostas a Este, e que nas expostas a Oeste só termina depois do nascer do Sol.

Pelas 10h10min a inversão térmica desaparece e regista-se a subida da temperatura do ar em todo o vale. Isto acontece, porque a vertente exposta a Este e o fundo de vale já recebem radiação solar directa (Fig. 5.71; ver capítulo 4). A esta hora o balanço energético da superfície é positivo e começam a surgir condições para se estabelecer CBL. Entre o fundo de vale e a Torre observa-se uma diminuição média da temperatura do ar com a altitude de cerca de -0,6ºC/100m. Nos planaltos as temperaturas são mais baixas do que no vale e a vertente exposta a Oeste ainda está à sombra, e está mais fria do que a vertente exposta a Este. No

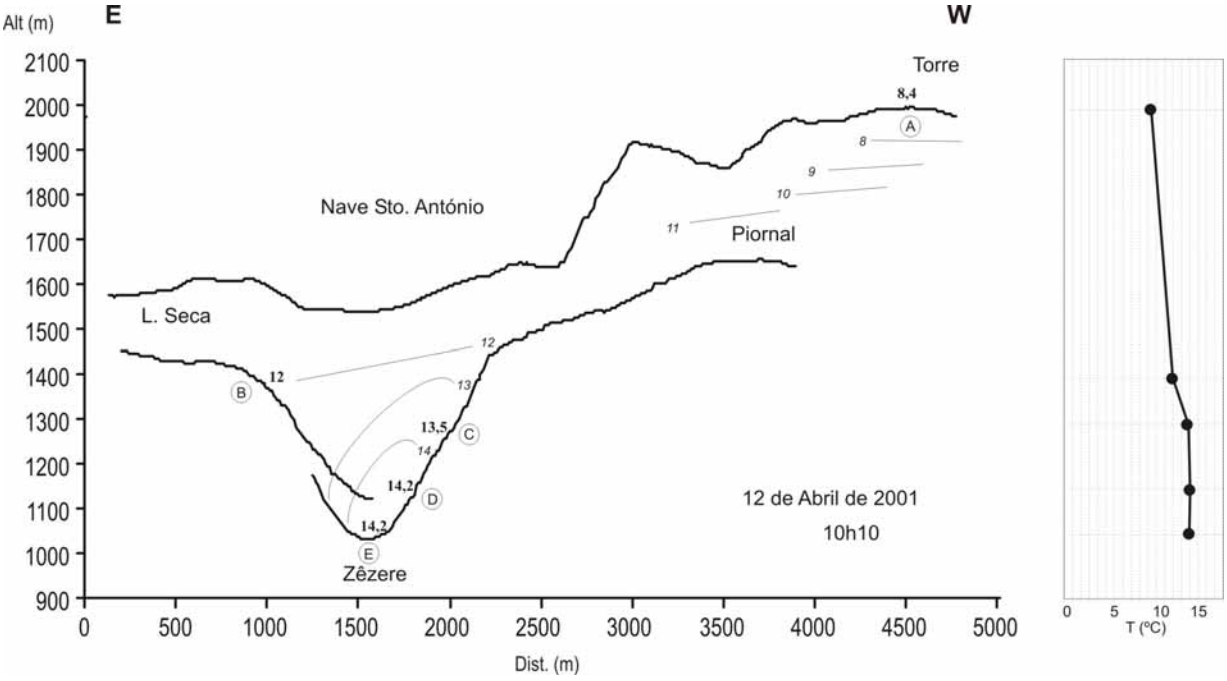


Figura 5.71 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **10h10min** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D - Zêzere meia vertente e E - Vale do Zêzere-ASE.

entanto, na vertente exposta a Oeste, houve aumento da temperatura, uma vez que o posto da Lagoa Seca recebe energia por radiação difusa e reflectida pelas vertentes opostas. As diferentes velocidades de aquecimento justificam-se porque a intensidade do fluxo de radiação directa é maior nas vertentes do que nos interflúvios planos.

Às 12h30min, o vale já recebe radiação solar directa e as diferenças térmicas entre as duas vertentes começam a atenuar-se (Fig. 5.72). A esta hora, a temperatura diminui com a altitude, e entre a Torre e o fundo de vale e o gradiente foi de -0,7ºC/100m.

O aumento progressivo da temperatura do ar mantém-se até às 14h15min, altura em que todo o vale recebe radiação solar directa, mas a vertente exposta a Oeste começa a receber uma maior intensidade da radiação solar, devido à altura (38º) e ao azimute solar (219º), o que se vai reflectir no facto de a temperatura na Lagoa Seca (B) ser igual à da Estrada Florestal (C), apesar de estar a maior altitude (Fig. 5.73). A esta hora a temperatura no vale diminui com a altitude, em cerca de -0,7ºC/100m. Às 16h, momento em que a vertente exposta a Este começa a ficar à sombra e a exposta a Oeste recebe radiação solar directa com maior intensidade, o campo térmico no vale inverte-se em relação ao da manhã, e a temperatura do ar passa a ser mais elevada na vertente exposta a poente (Fig. 5.74). Anquetin *et al.* (1998) estudaram a assimetria diurna na estrutura térmica da atmosfera nos vales com orientação Norte/Sul e observaram o mesmo comportamento térmico. De uma forma geral, no vale

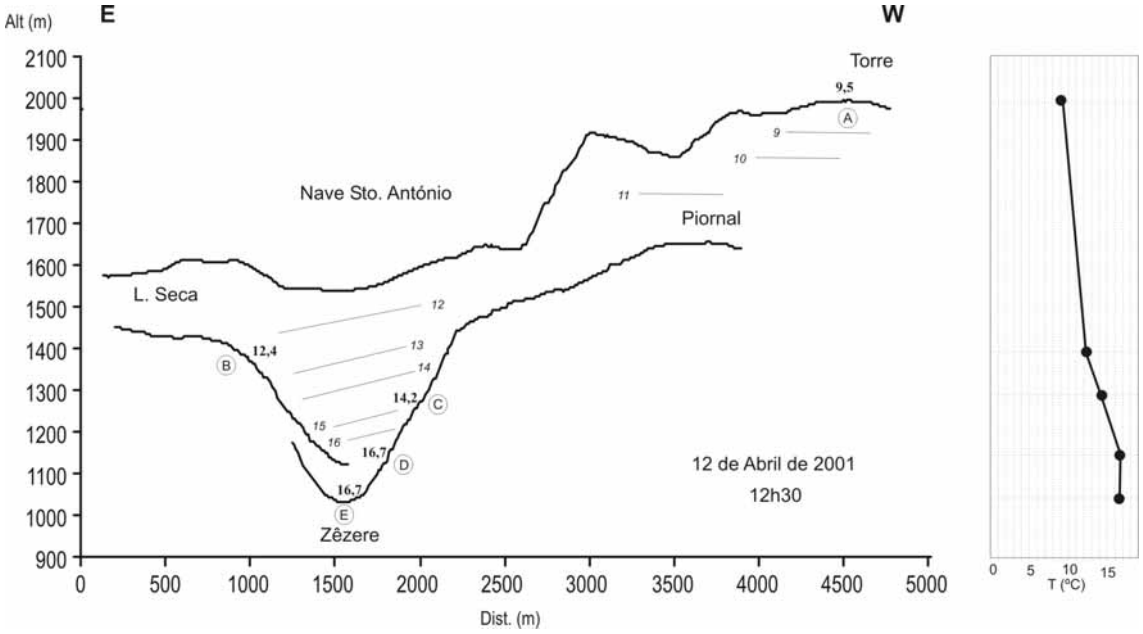


Figura 5.72 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **12h30min** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A - Torre, B - Lagoa Seca, C - Zêzere estrada florestal, D - Zêzere meia-vertente e D - Vale do Zêzere-ASE.

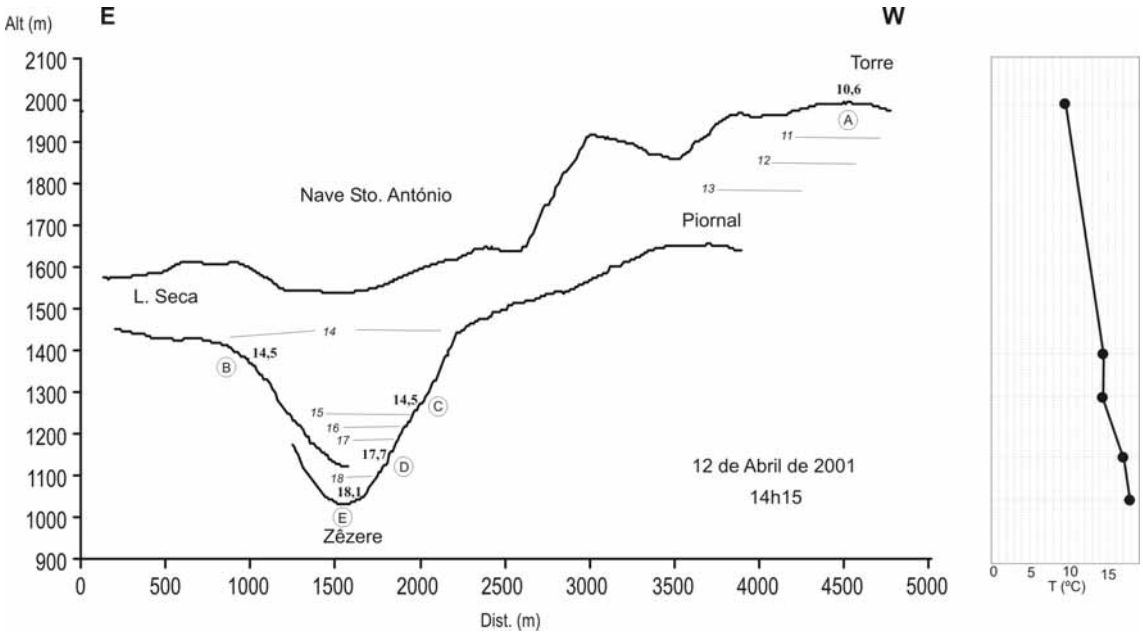


Figura 5.73 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **14h15min** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A - Torre, B - Lagoa Seca, C - Zêzere estrada florestal, D - Zêzere meia-vertente e E - Vale do Zêzere-ASE.

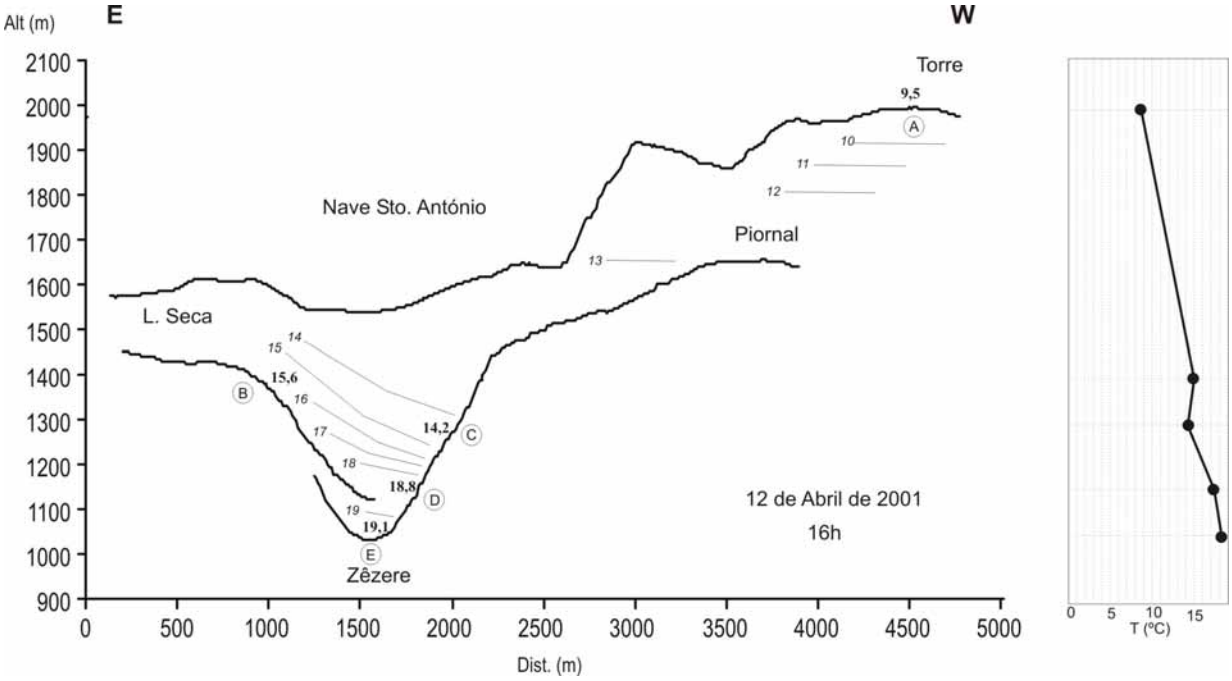


Figura 5.74 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **16h** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A - Torre, B - Lagoa Seca, C - Zêzere estrada florestal, D - Zêzere meia-vertente e E - Vale do Zêzere-ASE.

regista-se a diminuição da temperatura com a altitude, e as diferenças térmicas entre o fundo de vale e o interflúvio são maiores, existindo uma diminuição de -1ºC/100m. Trata-se da altura do dia em que a CBL está mais bem desenvolvida e tem um maior nível de turbulência.

Às 19h35min, hora do ocaso, o fundo de vale fica à sombra, e inicia-se a formação do lago de ar frio (Fig. 5.75). Acima da inversão, desenvolve-se uma cintura térmica entre os postos do Zêzere meia vertente (D) e da Lagoa Seca (B), com uma amplitude de 0,7ºC. De uma forma geral, entre a Torre e o fundo de vale há uma diminuição de -0,5ºC/100m.

A acumulação de ar frio é mais espessa às 21h com uma diferença de temperatura entre o fundo de vale e o topo da inversão de 3,8ºC. A temperatura mínima no fundo de vale diminuiu para 5ºC, mas a temperatura do ar mantém-se inferior no Alto da Torre (Fig. 5.76). Entre o fundo de vale e a Torre há uma diminuição da temperatura do ar de -0,2ºC/100m.

5.7.2. Conclusão: particularidades térmicas de um vale

Com base nos registos recolhidos em 4 postos termométricos situados no sector superior do Vale do rio Zêzere, entre o dia 11 e 15 de Abril de 2001, foi possível observar alguns aspectos importantes relativos ao gradiente térmico vertical, à formação das inversões térmicas e da cintura térmica, bem como, à dissimetria térmica entre as vertentes do vale. É de salientar que os resultados têm que ser enquadrados numa situação de estabilidade atmosférica.

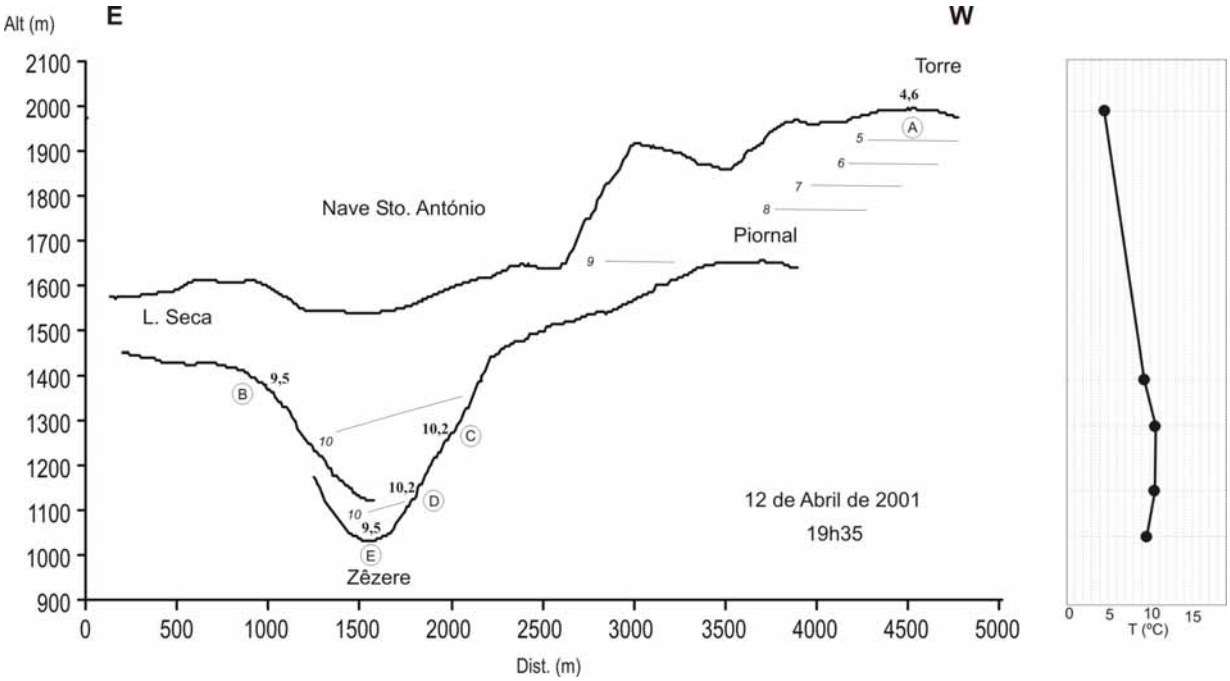


Figura 5.75 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **19h35min** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE.

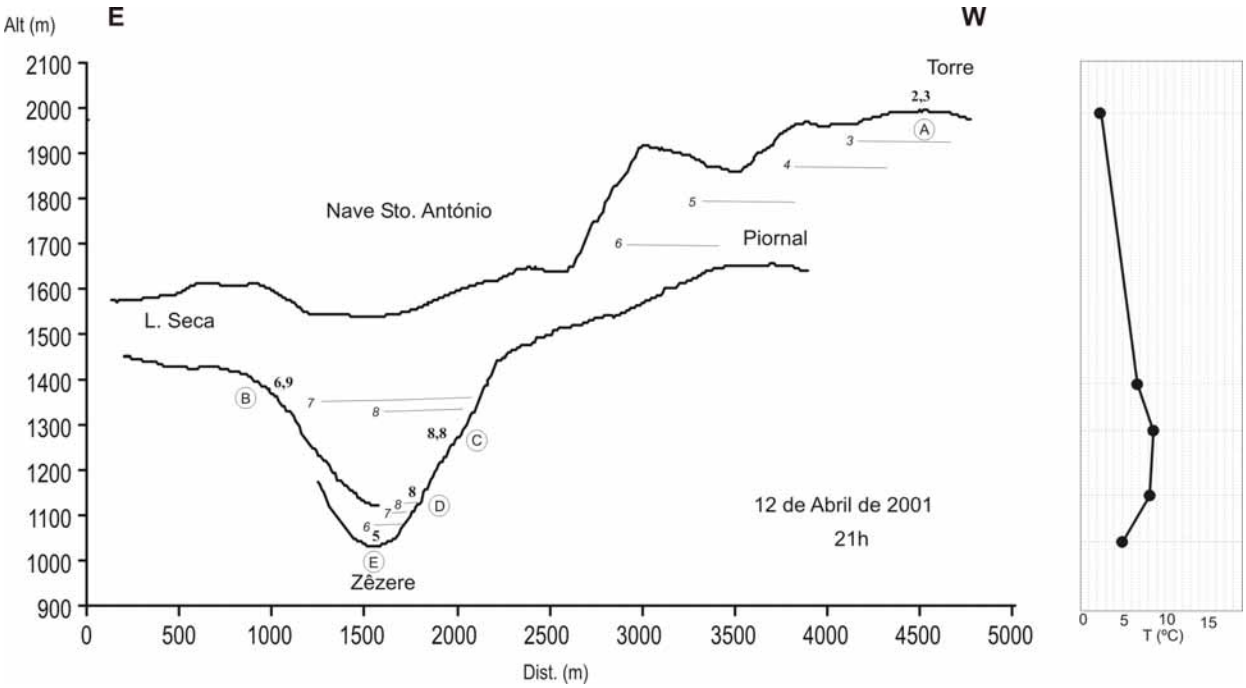


Figura 5.76 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **21h** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A - Torre, B - Lagoa Seca, C - Zêzere estrada florestal, D - Zêzere meia vertente e E - Vale do Zêzere-ASE.

O gradiente térmico vertical, tal como referido por Pepin (2001) e Rolland (2003), tem um comportamento diferente de dia e de noite. No exemplo apresentado para a 1h da manhã de 12 de Abril, registou-se uma diminuição de -0,3ºC/100m. De madrugada, o gradiente térmico chega mesmo a inverter-se, tal como já foi referido por Nakamura (1989), Barry (1992), Lopes (1995 e 1998) e Pepin, (2001). Ora, no mesmo dia, mas para às 7h20min o gradiente térmico foi positivo (0,25ºC/100m) e, também o foi para a 8h (0,16ºC/100m). A presença de inversões térmicas no fundo de vale, contribui para que haja um aumento, em média, da temperatura com a altitude, pouco significativo devido a presença da cintura térmica. Duas horas após o nascer do Sol o gradiente térmico vertical volta a ser negativo, e é sucessivamente maior até se atingirem as temperaturas máximas por volta das 16h, quando o fundo de vale recebe mais energia solar e está, por isso, mais quente. Por exemplo, no mesmo dia às 16 horas a temperatura diminuiu cerca de -1ºC/100m. Até ao ocaso, e ao longo da noite a taxa de diminuição da temperatura com a altitude reduz-se gradualmente, devido ao arrefecimento no fundo de vale.

Nestes dias de estabilidade atmosférica, tal como foi observado por Nakamura (1989), no ocaso, ou mesmo alguns minutos antes, inicia-se a formação de inversões térmicas, que duraram toda a noite. O ar frio vai ocupando sucessivamente o vale, onde se regista a diminuição da temperatura do ar ao longo da noite. A mínima ocorre de madrugada, tal como já observado por Yoshino (1974), Nakamura (1989) e Barry (1992). Perto do nascer do Sol, entre as 7 e as 8h, e durante um período de cerca de uma hora a temperatura é mais baixa no fundo de vale do que no interflúvio. É interessante referir que a temperatura mínima no fundo de vale só ocorre cerca de uma hora depois de ter sido atingida no topo, e que há dois ciclos de drenagem de ar frio dirigidos do topo da Serra para o fundo de vale. Um ocorre cerca da 1h da manhã, e outro de madrugada, por volta das 6h. A presença de episódios de drenagem de ar frio ao longo da noite, também foi documentada por Yoshino (1974), Nakamura (1989), Lopes (1995 e 1998).

É de referir que as inversões térmicas são limitadas superiormente por uma faixa de temperaturas mais elevadas, que esteve presente ao longo de todas as noites. Salienta-se no entanto, que a faixa de temperaturas mais elevadas pode não ser contínua no espaço, devido à exposição das vertentes. Isto é, a partir do momento em que a radiação directa incide, de manhã, na vertente exposta a nascente, a temperatura aumenta mais rapidamente, do que vertente exposta a Oeste. Nos primeiros momentos a seguir ao nascer do Sol, quando o fundo de vale ainda está há sombra, e ainda existe o lago de ar frio, o aquecimento da vertente exposta a Este não é acompanhado pela exposta Oeste, o que resulta num comportamento

térmico diferente entre as duas vertentes. Pode mesmo acontecer, tal como refere Nakamura (1989) que a drenagem de ar frio na vertente exposta a ocidente ainda prevaleça depois do nascer do Sol. Novamente no ocaso o comportamento das as duas vertentes é simétrico, tal como refere Anquetin *et al* (1998).

5.8. CONCLUSÃO: PADRÕES TÉRMICOS NOS PLANALTOS E ALTO VALE DO ZÊZERE

A instalação de uma rede de postos termométricos automáticos na área alta da Serra da Estrela permitiu utilizar um conjunto de dados inéditos, cuja análise possibilitou estudar os climas locais, em especial no que respeita aos regimes térmicos.

Confirmou-se que a influência da **altitude** na variação da temperatura do ar assume particular relevância, pois a Serra da Estrela é caracterizada por comandos de várias centenas de metros, e as altitudes são muito variáveis espacialmente. Mostrou-se também a fundamental importância da **topografia**, sendo que os dois factores vão exercer influência diferente nas temperaturas máximas e nas mínimas. A variação da **temperatura máxima** (diurna) do ar depende fundamentalmente da **altitude**, diminuindo à medida que esta última aumenta, mas no caso das **temperaturas mínimas** a situação é muito mais complexa, em particular com condições de estabilidade atmosférica. Por um lado, tendencialmente, devido à diminuição da pressão, a temperatura diminui com a altitude, atingindo-se valores baixos nas áreas altas. Mas, por outro lado, uma vez que o ar frio é denso, vai sofrer drenagem por gravidade, dando origem a acumulações de ar frio nas áreas deprimidas, o que torna muito mais complexa, tanto a repartição espacial, como o ritmo das temperaturas, em especial durante a noite. Os padrões térmicos e o seu regime vão depender, por isso da acção **conjugada da topografia e das condições atmosféricas.**

Em noites de nebulosidade alta e com vento, a temperatura diminui com a altitude. Em noites de fraca nebulosidade e vento, os fundos de vale, principalmente a partir dos 1600m de altitude estão mais frios do que os interflúvios. No caso dos fundos de vale a menor altitude, como acontece com o vale do Zêzere a 1080m, é menor a ocorrência de períodos em que a temperatura é inferior a registada no Alto da Torre, porque com uma diferença de altitude da ordem dos 1000m, verifica-se um significativo aquecimento adiabático acompanhando a drenagem de ar frio. Um aspecto interessante nas observações efectuadas é a **elevada frequência de ocorrência de inversões térmicas nas depressões**, mesmo durante o Verão, embora com menor intensidade e duração.

Partindo dos registos recolhidos pelos postos termométricos, foram realizadas várias abordagens a diferentes escalas espaciais e temporais, no sentido de identificar os regimes e padrões de temperatura do ar na serra.

A **primeira abordagem** integrou todos os dados instantâneos (bi-horários) disponíveis, e levou à identificação **dos principais tipos de padrões térmicos** instantâneos das

temperaturas do ar, com base na diferença de temperatura entre os vários postos e um posto de referência (Cântaro Gordo). Salientam-se os resultados da classificação em **4 padrões** instantâneos: o Padrão 1 corresponde ao conjunto de horas em que a temperatura nos fundos de vale foi mais baixa do que nos interflúvios próximos (27% dos casos), e ocorreu entre as 10 e as 20h, durante as noites mais frias; o padrão 2 é constituído pelas observações em que os interflúvios estiveram mais frios (43% dos casos) e ocorreu fundamentalmente de dia, e com maior frequência nos meses mais quentes; o padrão 3 (23% dos casos) é constituído pelas observações em que os interflúvios estão mais frios, especialmente o posto dos Poios Brancos, e pode ocorrer a qualquer hora do dia, principalmente durante os meses mais frios; o padrão 4, integra as observações em que a temperatura no fundo do vale do Zêzere é a mais baixa e ocorre ao início da manhã, mais frequentemente entre as 8 e as 10h, nos meses mais quentes. Os padrões 1 e 4 estão associados a condições de estabilidade atmosférica. O primeiro domina nas noites mais frias, e desenvolve-se ao longo da noite e o segundo ocorre ao nascer do Sol nos meses mais quentes. A explicação para no padrão 4, as temperaturas serem mais elevadas nos interflúvios do que no vale do Zêzere, deve-se ao facto de ao início da manhã, o fundo de vale se encontrar à sombra, enquanto os interflúvios já recebem radiação solar directa. Os padrões 2 e 3 ocorrem em situações de menor estabilidade atmosférica, e mais frequentemente durante o dia, correspondendo aos episódios em que a temperatura diminui com a altitude. É interessante notar que o padrão 2 tem a mesma frequência a todas as horas, enquanto o padrão 3 só ocorre durante o dia.

No período de estudo, as **inversões térmicas** ocorreram entre as 20h e as 10h. Nos episódios em que a inversão térmica foi mais forte, entre as 6h e as 10h, a temperatura no fundo de vale chegou a ser inferior à do planalto, sendo o gradiente térmico vertical positivo, com um máximo médio de 0,6ºC/100m. Entre as 10h e as 20h, a temperatura do ar diminuiu com a altitude, com um gradiente que variou entre -0,5ºC/100 e -0,9ºC/100m. O gradiente vertical foi máximo às 14h, quando a CBL estava mais bem desenvolvida.

O estudo das temperaturas mínimas diárias do Inverno de 2000, que constitui a s**egunda abordagem**, foi realizado com base em 9 postos termométricos, 5 em situação de interflúvio e 4 em depressões, e permitiu observar que a **mínima ocorreu**, com frequências entre 30 e 40%, dependendo dos postos, às 8h. A classificação aplicada dividiu as temperaturas mínimas diárias em dois grupos. O primeiro representa 46% da amostra, e é constituído pelos dias com drenagem e acumulação de ar frio nos fundos de vale, estando os interflúvios mais quentes. Neste conjunto de dias, o vento e a nebulosidade foram fracos e verificaram-se condições de estabilidade atmosférica. No outro grupo, que inclui 54% dos dias estudados, dominaram

condições de instabilidade atmosférica, com mais turbulência, o que se traduziu na diminuição da temperatura do ar com a altitude, em cerca de -0,3ºC/100m. Esta análise permitiu, pela primeira vez, **quantificar e estudar a frequência das situações com drenagem e concentração de ar frio em noites de forte arrefecimento radiativo na Serra da Estrela**. Um resultado interessante foi que, em muitas situações com estabilidade atmosférica, as temperaturas mínimas no vale do Zêzere - ASE não chegaram a ser inferiores às do Cântaro Gordo, porque apesar do arrefecimento radiativo local, e da drenagem e acumulação de ar frio nos fundos de vale, a expansão adiabática deve ter contribuído para o aumento da temperatura do ar ao longo da sua descida de 800 m.

Para aprofundar o estudo da drenagem e concentração do ar frio e suas consequências na temperatura do ar, escolheram-se o Covão Cimeiro e o vale do Zêzere, a montante de Manteigas (**terceira abordagem**). No circo glaciário do **Covão Cimeiro**, que constitui uma forma de relevo com um fundo deprimido e quase fechado por paredes verticais em anfiteatro, com comandos superiores a 200m, e que só é aberto no sector do ferrolho, torna-se aliciante o **estudo dos padrões térmicos, e em particular a formação de lagos de ar frio**. Foram analisadas as diferenças de temperatura entre o fundo do Covão Cimeiro e a crista adjacente (Cântaro Gordo). Os **regimes** foram classificados em **9 tipos**, sendo que em 6, houve inversões térmicas, o que corresponde a 48% do período estudado. O Padrão 1 é constituído pelos dias em que o fundo do circo esteve sempre mais frio do que o interflúvio. Trataram-se de 21 dias em Janeiro (9% dos casos), e durante esse período atingiu-se, no fundo do circo, a temperatura mínima mais baixa que registámos na Estrela (-17ºC). Foram dias de estabilidade atmosférica, nos quais o fundo do circo esteve sempre à sombra. Àquele padrão, sucede-se no tempo o Padrão 2, em que o fundo do circo esteve mais frio, à excepção das 12h, momento em que a base do covão recebe radiação solar directa. A partir dessa hora, fica novamente à sombra e volta a arrefecer. Trataram-se de 13 dias (6% dos casos) que tiveram lugar até Fevereiro, mês a partir do qual surge o Padrão 3 (41 dias, que correspondem a 18% dos casos), caracterizado por o fundo do circo estar mais frio de manhã e à noite. O intervalo diurno, em que o covão fica mais quente aumenta à medida que este recebe mais horas de Sol, com o aproximar ao Solstício. Segue-se o Padrão 4, no qual o fundo do circo esteve mais frio durante a tarde e início da noite (4 dias em Fevereiro, que equivalem a 2% dos casos). De Maio a Julho, surge o Padrão 5 (20 dias, que correspondem a 9% dos casos), em que o Covão Cimeiro esteve mais frio no fim da noite. O último grupo de 9 dias (padrão 6, que diz respeito a 4% dos casos), ocorreu de Março a Junho, e o covão esteve mais frio durante o início da noite. Identificou-se ainda um padrão em que houve variação diária da temperatura, mas em

que esta foi idêntica nos dois postos. É um grupo de 28 dias (12% dos casos) que surgiu a partir de Fevereiro. Salienta-se que, neste grupo, apesar dos 2 postos terem uma temperatura idêntica, a diferença de altitude sugere a existência de inversão térmica no fundo de vale. Os dias em que não houve inversão térmica correspondem a 40% do período, e apresentaram três tipos de regimes. Em 35 dias (16% dos casos), o interflúvio esteve sempre mais frio, e em 28 dias (12% dos casos), a diferença de temperatura entre os dois postos manteve-se constante ao longo de todo o dia (2 a 4ºC), com uma amplitude térmica muito fraca, o que sugere dias de forte nebulosidade. O último tipo de regime é o mais frequente. Ocorreu em 54 dias (24% dos casos), e corresponde a ritmos irregulares, típicos de dias instáveis e com vento forte.

O estudo detalhado do Covão Cimeiro ofereceu alguns resultados importantes. É exemplo disso, o facto de **as inversões térmicas** se poderem manter **durante 24h**, situação que ocorre no Solstício de Inverno, quando o fundo do covão está sempre à sombra. Além disso, verificou-se que à medida que o Solstício de Verão se aproxima, a insolação aumenta e o efeito de sombra diminui no fundo do circo, o que tem reflexos directos no lago de ar frio, através da diminuição da intensidade e da duração das inversões térmicas. Verificou-se, ainda, que **no Verão continuam a existir** condições para que se desenvolvam **inversões** durante a noite. Apesar de os dias serem mais quentes, as condições atmosféricas estáveis favorecem a drenagem de ar frio favorecida pela diferença de altitude na área do circo glaciário. Mas além do **efeito de sombra** e da **insolação**, **o grau de estabilidade das massas de ar** contribui para a formação das inversões térmicas. Assim, quando o vento é forte e há nebulosidade e precipitação, domina a diminuição da temperatura com a altitude e não se formam inversões térmicas.

Finalmente, a última área a ser estudada foi **o vale do Zêzere**, onde se analisaram as temperaturas do ar com maior detalhe espacial e temporal. Os postos termométricos foram instalados num perfil especialmente montado para o efeito, medindo as temperaturas do ar em intervalos de 5 minutos, durante 4 dias de estabilidade atmosférica. O gradiente térmico vertical teve um comportamento diferente durante o dia e durante a noite. De dia a temperatura do ar diminui com a altitude, mas durante a noite e madrugada o gradiente térmico vertical inverteu-se. A formação de inversões térmicas iniciou-se com o ocaso, ou mesmo alguns minutos antes, e estas duraram toda a noite. É notório que o ar frio vai ocupando sucessivamente o vale, que vai ficando com valores mais baixos de temperatura do ar ao longo da noite. A título de exemplo, entre a 1h e as 7h20min de 12 de Abril de 2001, registou-se uma diminuição da temperatura com a altitude de cerca de -0,3ºC/100m. Às 8h o gradiente diminuiu para -0,16ºC/100m. **A temperatura mínima** foi sempre atingida de

madrugada, próximo do nascer do Sol, entre as 7 e as 8h, verificando-se que, durante cerca de uma hora a **temperatura é mais baixa no fundo de vale do que no interflúvio**. No entanto, a temperatura mínima no fundo de vale só é atingida cerca de uma hora depois de ter sido atingida no interflúvio. Observou-se também que a drenagem de ar frio do topo da serra para o fundo de vale não foi contínua, tendo ocorrido **2 ciclos** ao longo da noite. O primeiro, cerca da 1h da manhã e o segundo, de madrugada, próximo das 6h. Quando há inversões térmicas no fundo de vale, o aumento da temperatura com a altitude não é linear devido à presença de uma faixa de temperaturas mais elevadas a meia-vertente. Duas horas após o nascer do Sol, o gradiente térmico vertical voltou a ser negativo e, foi aumentando progressivamente, até se atingirem as temperaturas máximas por volta das 16h (1ºC/100m). Depois dessa hora, e até ao ocaso, o gradiente vai então diminuindo gradualmente.

É ainda de notar que a **cintura térmica** pode não ser contínua ao longo do vale, aspecto que é devido à diferente exposição das vertentes. Isto é, a partir do momento em a radiação directa incide de manhã, na vertente exposta a nascente, a temperatura aumenta mais rapidamente, do que vertente exposta a Oeste. Assim, nos primeiros momentos a seguir ao nascer do Sol, quando o fundo de vale está à sombra, e ainda existe o lago de ar frio, o aquecimento da vertente exposta a Este não é acompanhado pela exposta Oeste, o que resulta num comportamento térmico diferente entre as duas vertentes. No ocaso o comportamento entre as duas vertentes inverte-se.

CONCLUSÃO DA 3ª PARTE

Na terceira parte, é feita a ponte entre as características climáticas regionais e locais do Clima da Serra da Estrela, chegando-se a conclusões inéditas e eu poderão ter diversas aplicações.

No capítulo 4 foram analisadas em ambiente SIG duas imagens de satélite **Landsat 5TM** para o Verão e para o Inverno. A **modelização do balanço radiativo a partir das imagens**, permitiu observar a influência nele causada pela **altitude, geometria das vertentes** (exposição e declive), **e uso do solo**: o aumento da altitude causa uma redução geral nos valores das temperaturas do ar e da superfície; a geometria das vertentes é determinante na quantidade radiação solar incidente e consequentemente no balanço radiativo; os tipos de superfície são importantes ao nível do albedo, sendo a densa cobertura de vegetação aquela que mais contribui para os valores elevados de balanço radiativo; pelo contrário, a presença de neve no contribui para a sua redução acentuada.

O conjunto de modelos efectuados permitiu dar uma base quantitativa para a identificação objectiva de várias unidades topográficas com comportamento radiativo relativamente homogéneo. São elas: a) os planaltos; b) as vertentes expostas a Oeste; c) as vertentes expostas a Este; d) as vertentes expostas a Sul; e) as vertentes expostas a Norte.

Nos fundos de vale e nas bacias o balanço radiativo é mais complexo de modelizar, e depende, em larga medida de estes serem mais ou menos abertos, variável que pode ser traduzida pelo índice Sky View Factor (SVF), apresentado no capítulo 4. A posterior aplicação do SVF no capítulo 6 permitiu classificar os vários tipos de vales e bacias em relação ao balanço radiativo potencial, bem como ao carácter mais ou menos, favorável à acumulação do ar frio.

O estudo dos climas locais foi aprofundado com base na análise das temperaturas do ar medidas em postos termométricos automáticos construídos e instalados para o efeito em locais-chave da Serra da Estrela. Os dados foram sujeitos a diferentes tipos de análise, com o objectivo de aprofundar o conhecimento dos padrões térmicos a várias escalas espaciais, mas também usando diferentes intervalos de registo (desde bi-horários, a 5 minutos). Esta abordagem, com especial valor dado o carácter relativamente denso da rede de postos termométricos, tornou possível efectuar uma caracterização detalhada dos padrões térmicos ao longo do ano 2000, e estudar períodos de alguns dias de modo intensivo, com postos espaçados de apenas algumas centenas de metros.

Muitas observações efectuadas confirmam os modelos teóricos relativos à distribuição das temperaturas em áreas de montanha, e apontam no mesmo sentido de outros estudos efectuados noutras regiões do Globo. No entanto, foi pela primeira vez possível **caracterizar de forma detalhada o comportamento térmico de uma montanha portuguesa de grande dimensão**, facto de interesse científico, mas também com **aplicações directas no Ordenamento do Território**, em especial numa área onde o **clima joga um papel tão importante**, como é o caso da Serra da Estrela.

O estudo dos regimes e padrões de temperatura confirmou que de um modo geral, as temperaturas máximas diminuem com a altitude, mas que o comportamento das mínimas é muito diferente e é fortemente controlado pelo grau de estabilidade da atmosfera. Os resultados obtidos mostraram aliás, claramente, que em condições de **estabilidade atmosférica** o efeito da topografia sobre os padrões térmicos é muito acentuado. Nessas situações, as **temperaturas mínimas** podem ser mais baixas nos **fundos de vale e nos interflúvios** durante a noite e madrugada, existindo uma **cintura térmica** nas vertentes. Em alguns casos, verificou-se que de madrugada a temperatura nos fundos de vale pode ser mesmo mais baixa do que no Alto da Torre, aspecto mais comum nos vales e depressões acima dos 1600m de altitude. Quanto aos lagos de ar frio, os resultados obtidos foram também muito interessantes, em particular pelas elevadas frequência e intensidade dos casos registados, que se prolongaram mesmo pelos meses de Verão, embora com menor intensidade e duração.

4ª PARTE
EXEMPLOS DE APLICAÇÃO DO ESTUDO CLIMÁTICO DA SERRA DA ESTRELA

CAPÍTULO 6

UMA TENTATIVA DE SÍNTESE CARTOGRÁFICA DOS CLIMAS LOCAIS DA SERRA DA ESTRELA

6.1. INTRODUÇÃO

O objectivo deste capítulo é expor a metodologia usada para a construção do mapa de síntese dos climas locais da Serra da Estrela, bem como as suas principais características. Este mapa, tem como objectivo ilustrar a distribuição espacial dos vários climas locais da Serra da Estrela. Inclui uma legenda simplificada, que se pretende de fácil interpretação, também por não-especialistas em climatologia e que possibilite aplicação ao ordenamento do território. Os mapas de síntese climática usados como referência metodológica são das escolas alemã, sueca e suíça e incluem notícias explicativas e documentos com orientações para o Ordenamento do Território (Scherer *et al.*, 1999; Alcoforado, 1999; Fehrenbach *et al*., 2001). Os casos que conhecemos foram realizados para cidades na Alemanha e na Suíça, em particular na região do Ruhr e de Basileia, e apoiam-se na definição de unidades climo-topológicas, conceito desenvolvido e aplicado por Eberhard Parlow em vários projectos na Suiça (REKLIP, 1995 e KABA, 1997) e, mais recentemente, pela equipa de geoecologia da Universidade de Lisboa no Projecto CLIMLIS (Alcoforado *et al.*, 2005).

No presente trabalho deu-se ênfase à componente térmica dos climas locais, bem como à influência nestes exercida pela radiação solar e pelo balanço radiativo. Como se referiu no início da dissertação, estas opções deveram-se essencialmente a restrições no financiamento, que mitigaram a aquisição de equipamento para monitorização dos vários elementos do clima. Tendo em conta estas limitações, e como forma de sistematizar as observações efectuadas ao

longo do trabalho, tentou-se aproveitar os conhecimentos obtidos acerca dos efeitos da topografia nos elementos do clima referidos, e que se desenvolveram nos capítulos 4 e 5, aplicando-os a toda a área de estudo, e criando um documento cartográfico de síntese que permita contribuir para o conhecimento da distribuição espacial dos climas locais da Serra da Estrela.

Os mapas de síntese dos climas locais podem ser definidos a partir de mapas analíticos das funções climáticas ou dos climatopos. No primeiro caso, os mapas são obtidos por interpolação, utilizando modelos que derivam informação climática a partir de dados meteorológicos simulados em modelos numéricos. Tratam-se de mapas complexos (Parlow, 1998; Fehrenbach, *et al*., 2001) cuja informação é difícil de sintetizar, e por isso reduzem a capacidade de aplicar um critério de avaliação quantitativa, que é muito útil para aplicação no planeamento. Os climatopos são baseados em conhecimentos prévios (neste caso como os obtidos nos capítulos 3, 4 e 5) da variação de diferentes elementos climáticos em função da topografia e do uso do solo, a partir os quais se pode construir um mapa onde estão representados os climas locais (Parlow, 1998; Scherer, 1999; Alcoforado, 1999). Cada uma das unidades definidas "reage" de modo semelhante com a camada limite da atmosfera e a elas corresponderá um clima local particular. Para algumas destas unidades a correspondência foi verificada nos capítulos 3, 4 e 5. Para outras, trata-se de uma interpretação, baseada no conhecimento de outros locais da serra, que são extrapolados para toda a serra.

Esse documento deve ser considerado como uma tentativa de síntese, pois efectivamente, há elementos do clima que não são conhecidos com suficiente detalhe, e que por isso não foram incluídos na classificação. Contudo, o mapa foi elaborado usando uma legenda simplificada, mas que possibilita uma fácil utilização como documento para o ordenamento, permitindo a rápida sistematização das principais características dos climas locais da Estrela.

Para construir o mapa das unidades climo-topológicas utilizou-se o Sistema de Informação Geográfica EstrelaSIG desenvolvido no âmbito do projecto ESTRELA, e em particular os modelos digital de terreno, de exposições e de declives, construídos a partir da informação topográfica vectorial das Cartas Militares de Portugal na escala 1:25 000 (folhas 212, 213, 223, 224, 234 e 235) cedida ao abrigo do protocolo entre o CEG e o IGeoE. Para a classificação do uso do solo foi usada uma imagem Landsat 5TM.

6.2. O MAPA DAS UNIDADES DE RELEVO

Como se referiu, o principal critério usado para a definição dos climas locais foi a topografia. Por isso, o mapa das unidades de relevo é um documento fundamental e a legenda adoptada foi escolhida com o objectivo de aplicação à caracterização e cartografia dos climas locais. Mostrou-se, no capítulo 5 a grande importância da topografia nos climas locais, assim, o mapa das unidades de relevo apresenta 8 classes delimitadas sobre o mapa topográfico digital e modelo de declives, a partir da interpretação da topografia, apoiada no conhecimento de campo (Fig. 6.1). As classes foram definidas considerando as formas de relevo dominantes na Serra da Estrela, e o modo como reflectem as condições dos climas locais.

A classificação iniciou-se pela delimitação dos interflúvios, das vertentes e dos fundos de vale, unidades-chave na diferenciação climática local, como foi demonstrado nos capítulos 4 e 5.

Nas áreas de interflúvio, os sectores que ocupam maior extensão correspondem aos planaltos. Estes apresentam diferentes patamares (separados por vertentes de declive moderado a acentuado), cuja altitude diminui gradualmente, na serra, de Sul para Norte. Ocupando menor extensão, surgem as cristas, interflúvios estreitos, alongados e delimitados por vertentes abruptas. Identificaram-se ainda as rechãs e as portelas, embora estas sejam unidades pouco representativas espacialmente, e de menor significado climático. A portela de maiores dimensões é a da Nave de Santo António, que tem cerca de 1500m de comprimento por 750m de largura, e separa os vales do Zêzere e da Alforfa, bem como os planaltos da Torre e dos Poios Brancos - Alto da Pedrice.

As vertentes foram delimitadas por interpretação morfológica, considerando a linha onde se verifica a ruptura de declive que marca a transição entre interflúvio e vertente, e entre fundo de vale e vertente. Como se mostra adiante, as vertentes foram posteriormente classificadas em função da exposição, devido à relação desta com o balanço radiativo.

As áreas morfologicamente deprimidas, foram divididas em fundos de vale e bacias fechadas. Os primeiros são formas deprimidas, mas abertas, com um sentido de drenagem bem definido, enquanto as segundas são formas mal drenadas e de fundo plano, frequentemente amplo, e que se encontram embutidas nos fundos de vale e nos planaltos.

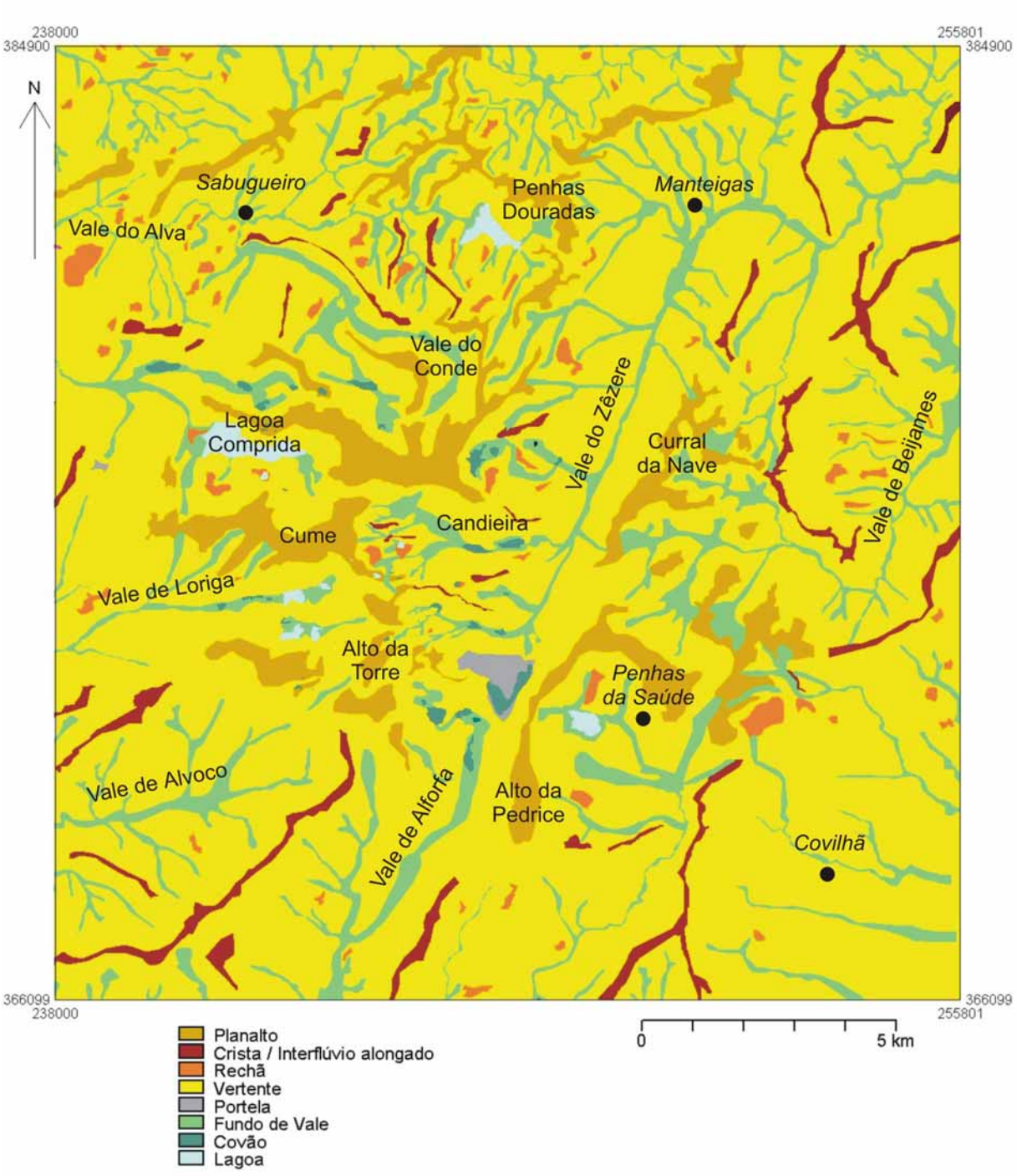


Figura 6.1. - Mapa das unidades de relevo da Serra da Estrela.

No mapa das unidades de relevo (Fig. 6.1) observa-se que os vales das áreas marginais da serra são geralmente limitados por cristas alongadas, e apresentam uma rede hidrográfica relativamente densa. Estas características estão associadas à presença de rochas metamórficas, como os xistos e grauvaques e à acção predominante da erosão fluvial. Os interflúvios situados a maior altitude são talhados em granito, e como este é um material mais resistente à

erosão, têm maior amplitude e são mais maciços, originando planaltos, organizados em patamares escalonados. Neles, a erosão glaciar deu origem a vales bacias, que em vários locais se encontram colmatadas por sedimentos originando fundos planos. Nos limites dos planaltos, surgem vales profundos e encaixados, nas cabeceiras dos quais se encontram embutidos vários circos glaciários.

6.3. DEFINIÇÃO DAS UNIDADES CLIMO-TOPOLÓGICAS

Como foi referido acima, os climas locais são unidades homogéneas em termos de descritores climáticos e têm como base fundamental para a sua classificação a morfologia do terreno. Assim, partindo do mapa das unidades de relevo, procedemos à sua classificação usando factores que reflectem um comportamento climático particular: a exposição das vertentes, que controla em larga medida a radiação solar incidente e o balanço radiativo; a altitude dos planaltos, que tem relação com a velocidade do vento, temperaturas médias e regime da neve; o *Sky View Factor*, que traduz o grau de encaixe das superfícies, e como tal, tem relação com a propensão à formação de lagos de ar frio, bem como com o balanço radiativo; o uso do solo, principalmente no que respeita à formação vegetal, pela sua relação no balanço energético e na ventilação; e finalmente, os andares bioclimáticos, que reflectem as unidades climáticas regionais através da forma como estas influenciam a vegetação, e que apresentam uma relação directa com o regime anual da precipitação e das temperaturas.

6.3.1. A exposição das vertentes

A adaptação do mapa de exposições das vertentes para a definição dos climas locais foi efectuada com o objectivo de obter um número de classes suficientemente restrito para conseguir uma boa generalização, mas que permita evidenciar as principais diferenças em termos de balanço radiativo. Escolheram-se, assim, os 4 quadrantes, tendo sido classificadas as áreas definidas como vertentes no mapa das unidades de relevo (Fig. 6.2).

A figura 6.2 ilustra o modo como a radiação solar potencial afecta as vertentes em função da exposição, questão que discutimos em maior detalhe no capítulo 4. O mapa da exposição das vertentes visa representar essencialmente o forte contraste entre as exposições Norte e Sul, especialmente importante durante o Inverno; mas também os contrastes entre as vertentes Este e Oeste, o qual embora não se observe nos valores de radiação potencial, que são idênticos, tem importantes consequências ao nível do ritmo diurno das temperaturas e consequentemente nas temperaturas do ar, humidade e sistemas de brisas (ver Capítulo 5).

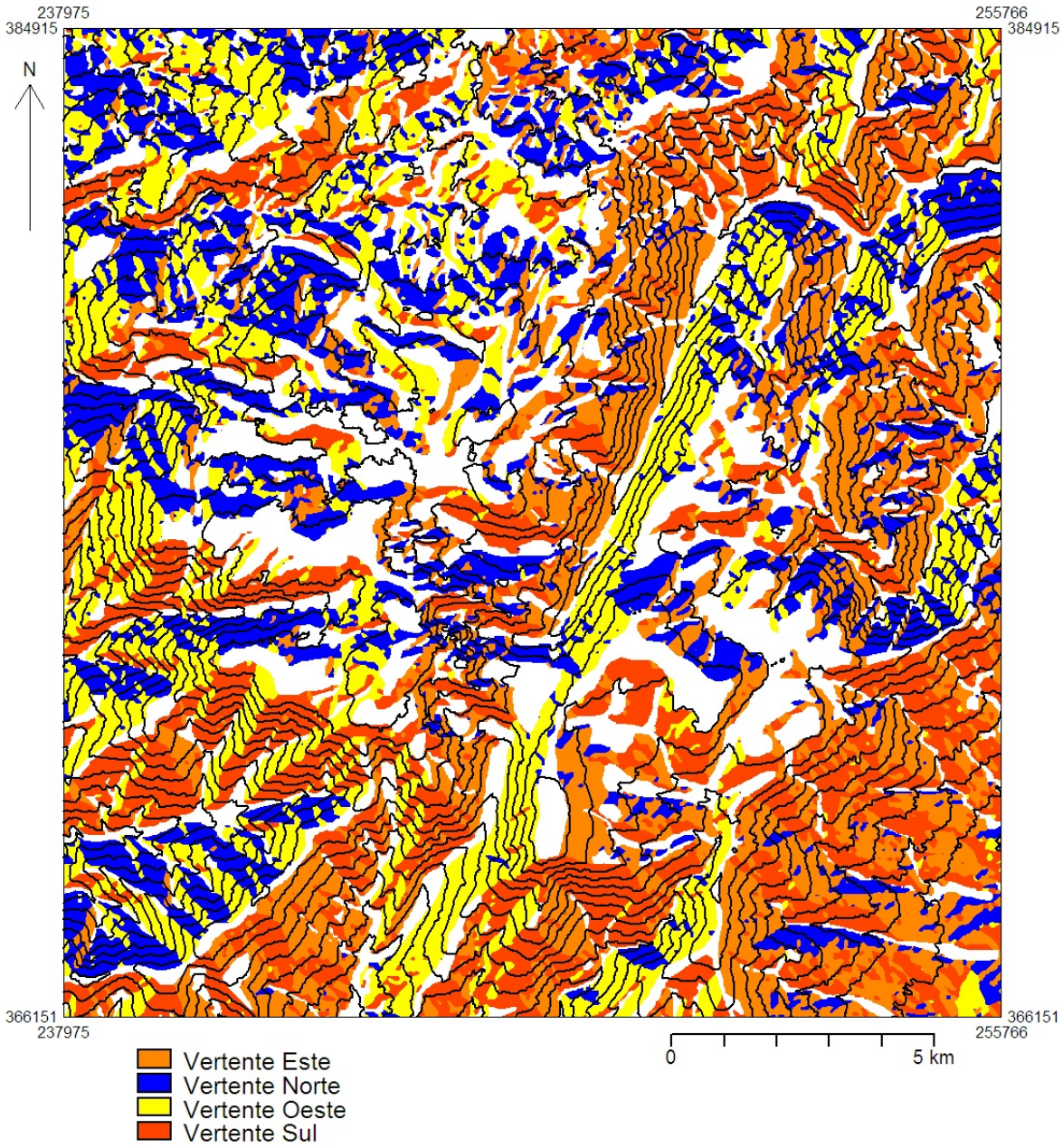


Figura 6.2 – Classificação das vertentes da Serra da Estrela.

6.3.2 A altitude dos Planaltos

Os planaltos da Serra da Estrela são uma das unidades de relevo que ocupam maior extensão e são a unidade de paisagem mais importante das áreas altas. Como referido, os planaltos encontram-se escalonados a diferentes altitudes, formando amplos patamares separados por vertentes, geralmente bem marcadas.

É possível individualizar 3 classes principais de planaltos em função da altitude: um nível mais elevado, situado acima de aprox.1800m e que foi designado por Planalto Culminante; um nível situado entre cerca de 1600 e 1750m de altitude, e que foi designado por Planaltos

Intermédios; e um nível mais baixo, situado entre aproximadamente 1300 e 1500m, e que foi designado por Planaltos Inferiores.

A diferenciação altitudinal de cariz morfológico é muito interessante para a abordagem climo-topológica, porque as condições climáticas são também distintas entre os diversos níveis. Essas diferenças ocorrem ao nível da temperatura média anual, da precipitação e da neve, e reflectem-se fortemente na dinâmica geomorfológica actual, como se mostrou em Vieira *et al*. (2003, 2004). No capítulo 6.4.1. apresentam-se as características essenciais de cada um dos níveis identificados.

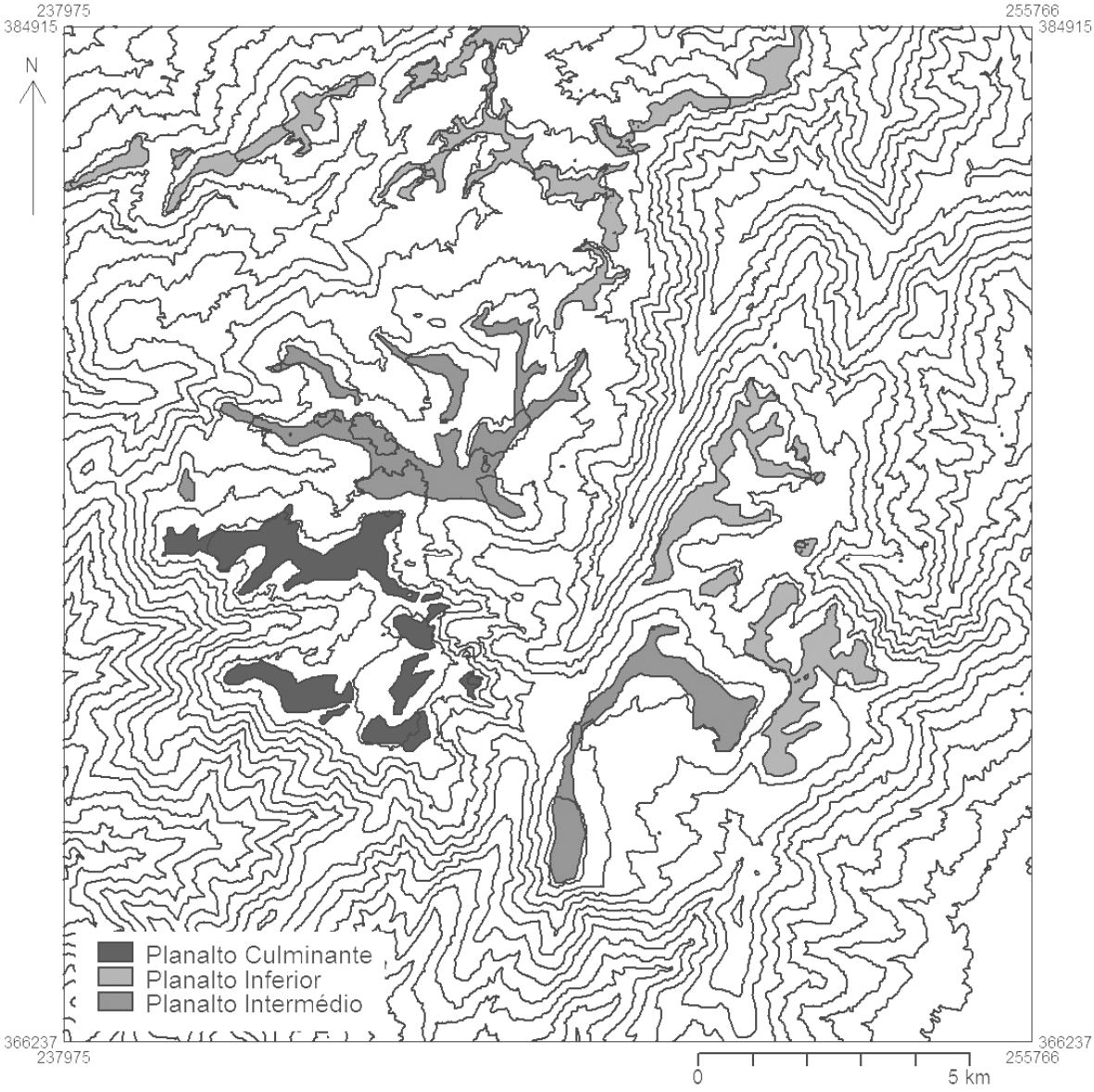


Figura 6.3 – Classificação dos planaltos da Serra da Estrela.

6.3.3. O Sky View Factor - Lagos de ar frio e balanço radiativo

Um dos índices mais usados para traduzir o carácter mais ou menos aberto do relevo é o *sky view factor* (SVF), que fornece um valor para cada pixel correspondente à fracção da abobada celeste exposta ao céu e não confinada pela topografia (ver capítulo 4). Os vales e bacias com valores de SVF menores são unidades mais fechadas e mais favoráveis à acumulação do ar frio. Além disso, embora o azimute dos obstáculos também exerça importante influência[18], um valor baixo de SVF denota em geral, menor insolação. Uma outra característica importante ligada a baixos valores de SVF é a maior quantidade de radiação reflectida e emitida pelas vertentes circundantes, o que origina frequentemente, valores de temperatura do ar mais elevados nas máximas diárias (Andrade, 2003).

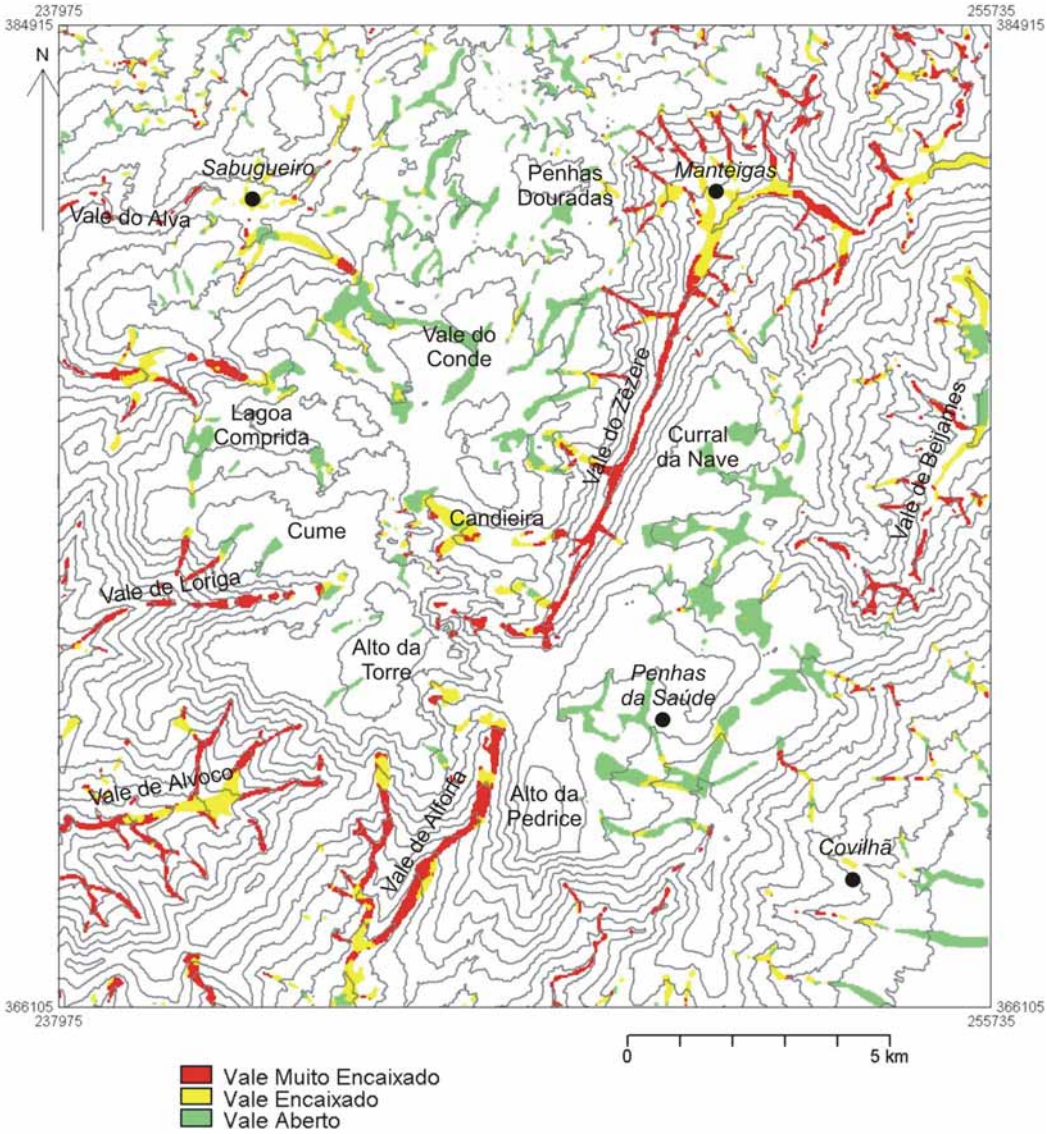


Figura 6.4. – Classificação dos fundos de vale da Serra da Estrela aplicando o *Sky View Factor*.

[18] Uma depressão sem obstáculos a sul tem valores de radiação directa forte, apesar de poder ter valores de SVF baixos.

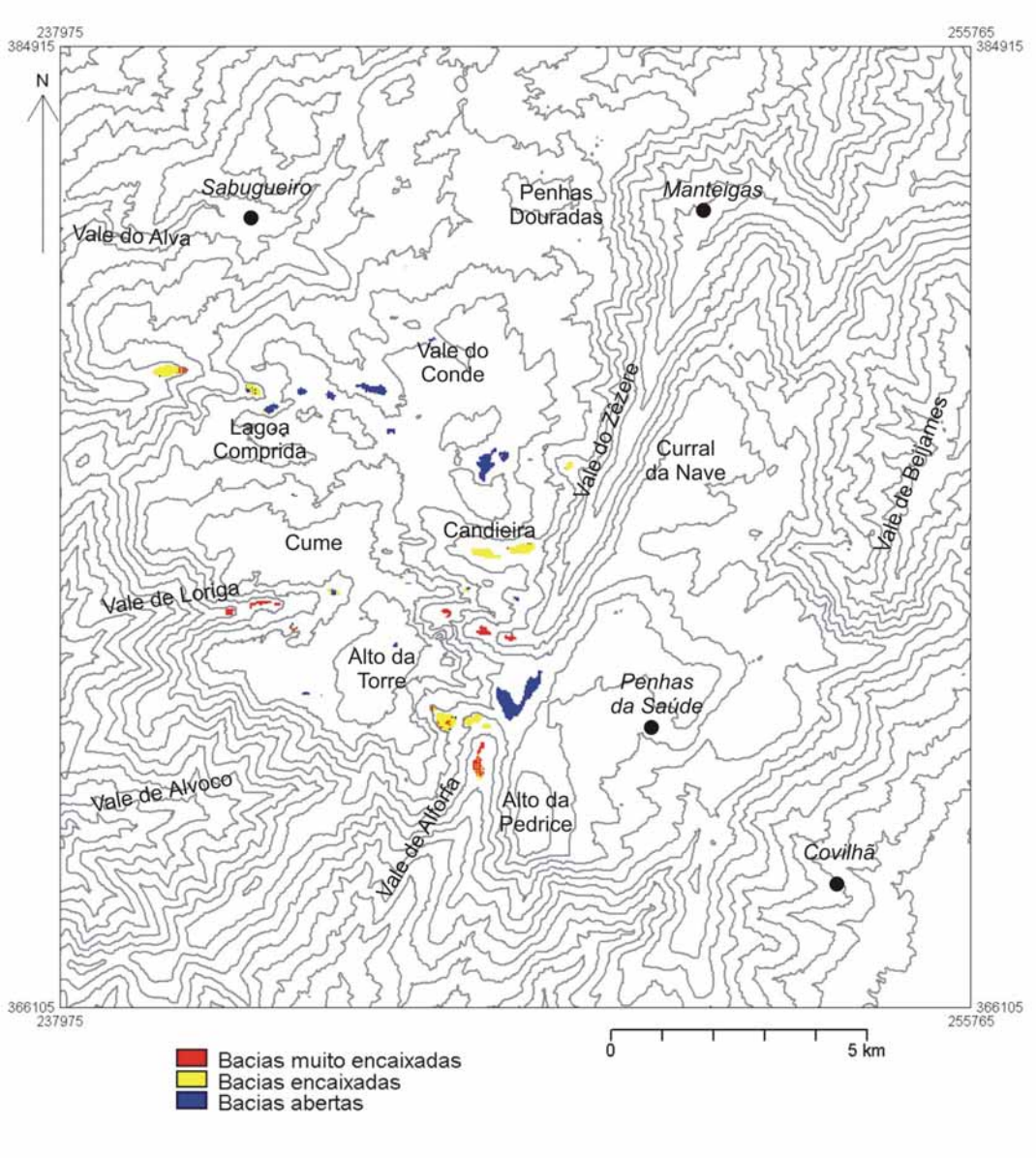


Figura 6.5. – Classificação das bacias da Serra da Estrela aplicando o *Sky View Factor*.

A aplicação do SVF aos vales e bacias definidos no mapa das unidades de relevo permitiu estabelecer uma tipologia objectiva da sua forma aplicável a objectivos de caracterização climática. Classificaram-se assim os vales (Fig. 6.4) e bacias (Fig. 6.5) definidos no mapa das unidades de relevo, usando 3 limiares de SVF e que em função do conhecimento de campo, nos parecem oferecer uma classificação coerente das formas do fundo dos vales e bacias: muito encaixados (SVF<0,7), encaixados (0,7<SVF<0,8) e abertos (SVF>0,8) (Fig. 6.3).

6.3.4. O uso do solo

O mapa do uso do solo foi elaborado com base na imagem Landsat 5 TM de 27 de Junho de 1989 e a metodologia foi apresentada no capítulo 4. No entanto, foi necessário proceder à

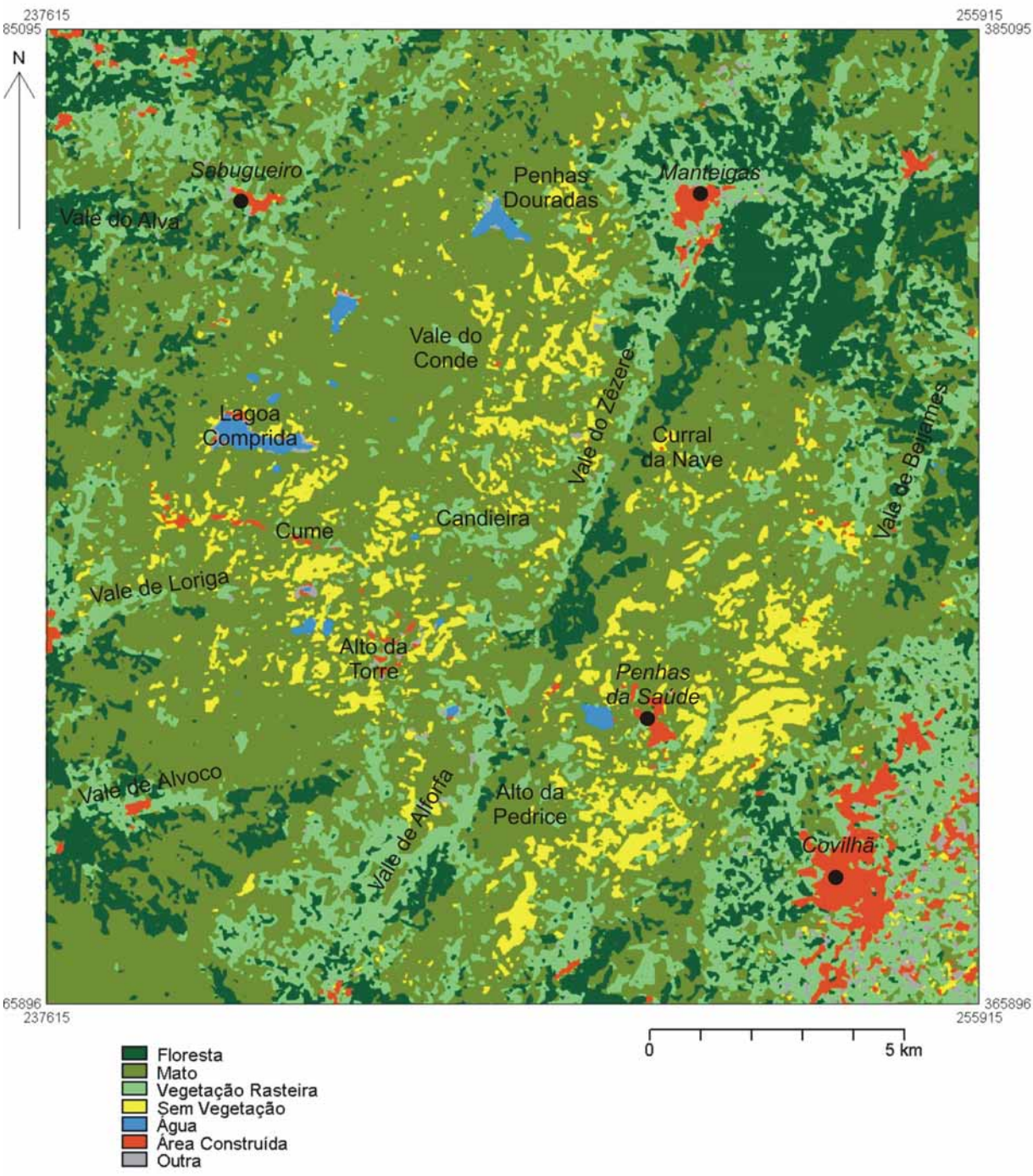


Figura 6.6. – Mapa de uso do solo da Serra da Estrela definido com base na imagem Landsat 5 TM de 27 de Junho de 1998.

simplificação da classificação obtida, pois o número de classes era demasiado elevado e não era adequado para a definição das unidades climo-topológicas.

A legenda do mapa de uso do solo original é constituída por 13 classes, mas para a definição das unidades climo-topológicas, estas foram reagrupadas em 7 tipos fundamentais.

Definiu-se assim uma classe sem vegetação, que inclui a rocha nua e as superfícies arenosas, e nas áreas com vegetação, considerou-se o tipo de formação como critério base

para a classificação, tendo-se usado as seguintes classes: floresta, matos e vegetação rasteira. As florestas incluem as formações de folhosas e as coníferas. Os matos incluem os matos, os matos com floresta e os matos com afloramentos rochosos. Quanto às áreas com vegetação rasteira, elas incluem os prados e as áreas agrícolas. As áreas urbanas e as estradas constituem a classe das áreas construídas. Por fim, agrupou-se a água e outros píxeis não classificados (Fig. 6.6). Para eliminar o ruído utilizou-se um filtro passa-baixo[19].

6.3.5. Os andares bioclimáticos

A Serra da Estrela é uma montanha marcada por um forte vigor do relevo, e como tal, tem diferenças de altitude muito acentuadas, que em poucos quilómetros ultrapassam os 1400m. Essas diferenças são, por si só, suficientes para gerar importantes variações na distribuição espacial dos elementos do clima, nomeadamente a temperatura e a precipitação, e como tal, nas características das unidades climo-topológicas. Considerou-se, por isso, necessário incluir a altitude no mapa de síntese dos climas locais, embora se trate de uma variável difícil de classificar pela influência contínua que exerce na temperatura do ar e da precipitação. Que limiares utilizar para uma síntese cartográfica que se pretende de aplicação prática? Optámos por usar a classificação em andares bioclimáticos proposta por Pinto da Silva e Teles (1980) e que é particularmente útil pela definição de limiares altitudinais que marcam fronteiras na vegetação facilmente identificáveis na paisagem.

A classificação bioclimática de Pinto da Silva e Teles foi apresentada no Capítulo 2 e basicamente corresponde a 3 andares: o andar basal (<800m), o andar intermédio (800-1600m) e o andar superior (>1800m) (Fig. 6.7). É certo que é sempre arriscado traçar limites altitudinais "à curva de nível", mas no mapa elaborado a sua presença é importante, e facilita, e enriquece a caracterização das diversidade topoclimática da Serra da Estrela. No ponto seguinte, onde se apresenta a caracterização de todos os climas locais, sistematizamos as principais características climáticas destes 3 andares.

[19] Considerou-se uma janela de 3x3 píxeis e o pixel central da janela foi substituído pela moda dos píxeis adjacentes.

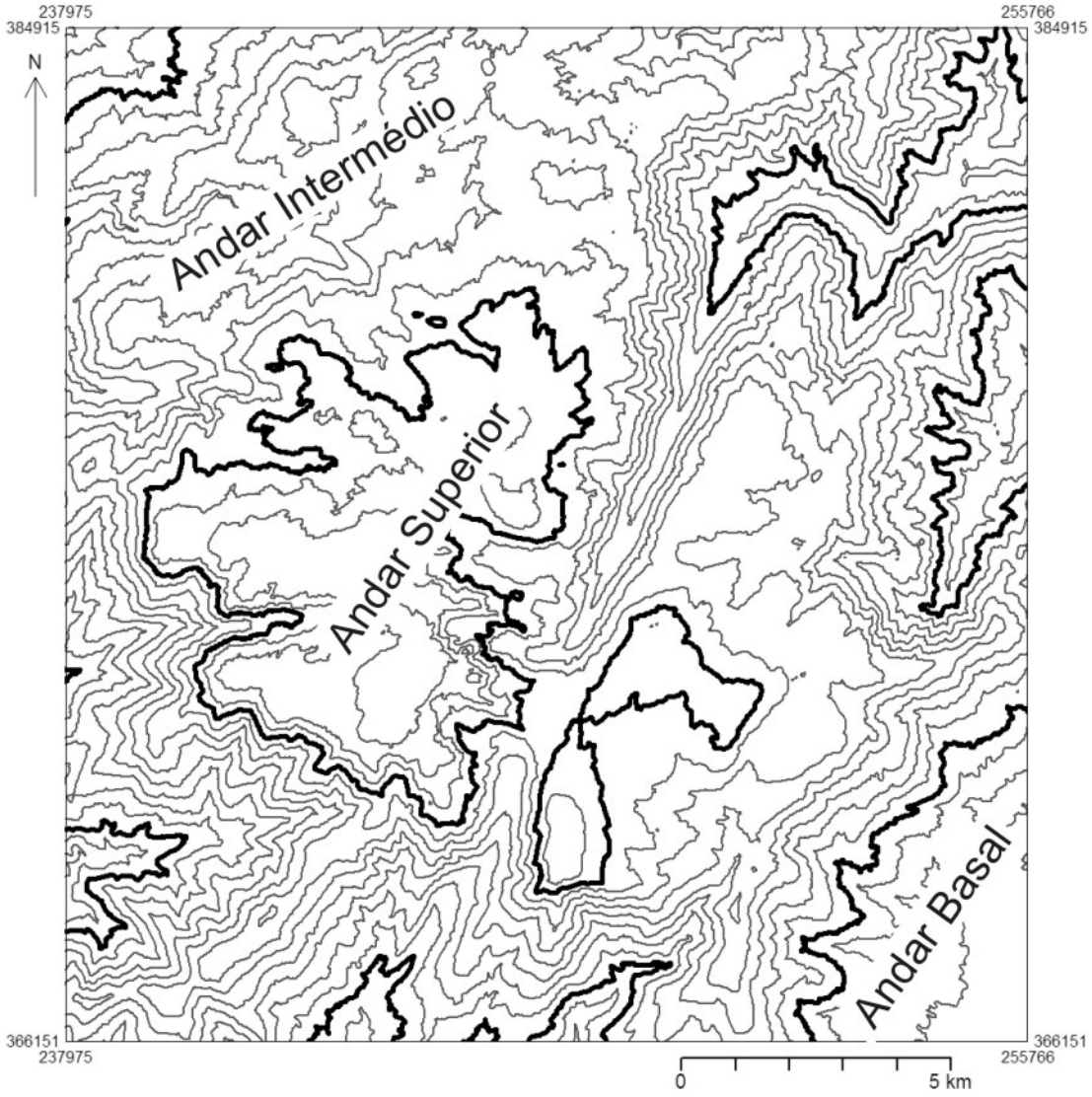


Figura 6.7 – Andares bioclimáticos da Serra da Estrela (limiares altitudinais aproximados segundo Pinto da Silva e Teles, 1980).

6.4. CARACTERÍSTICAS E DISTRIBUIÇÃO DOS CLIMAS LOCAIS

6.4.1. Características dos climas locais

O mapa dos climas locais inclui, além das unidades propriamente ditas, informação relativa à presença ou ausência de floresta, e os limites dos andares bioclimáticos. Estes dois níveis de informação sobrepõem-se aos climas locais e influenciam-nas, alterando o seu cariz climático. O modo como tal se processa encontra-se explicado adiante, bem como na legenda do mapa (Fig. 6.8).

a) O Planalto culminante

O Planalto culminante (unidade 11) apresenta altitudes superiores a 1850m e tem declives quase sempre inferiores a 5º, embora em alguns locais atinjam os 10º. As vertentes não apresentam uma exposição preferencial. Engloba a área entre a Penha dos Abutres, o Alto da Torre e o Rodeio Grande. A superfície tem pouca vegetação, e é predominantemente constituída por afloramentos rochosos, matos e areias.

As características climáticas que contribuem para a individualização do planalto culminante serão:

- Baixas temperaturas - média anual de 3 a 6ºC, média do mês mais quente de 14-16ºC e média do mês mais frio de -2 a 0ºC);
- Ventos fortes;
- Precipitação elevada (2400-2600 mm);
- Forte insolação, que no Verão pode ser superior a 12h e no Inverno atinge 8h;
- Elevados valores de radiação solar incidente. No Verão os valores de radiação recebida são relativamente homogéneos, mas no Inverno, basta uma pequena modificação de exposição das superfícies e à baixa altura do sol, ocorre uma grande variação espacial na radiação solar directa recebida (Fig. 6.9). Por exemplo, ao meio-dia, as superfícies do planalto culminante recebem valores de radiação que oscilam entre 30 e 60% da radiação recebida numa superfície perpendicular aos raios solares.
- Frequente queda de neve no semestre frio, com permanência de neve no solo durante várias semanas.

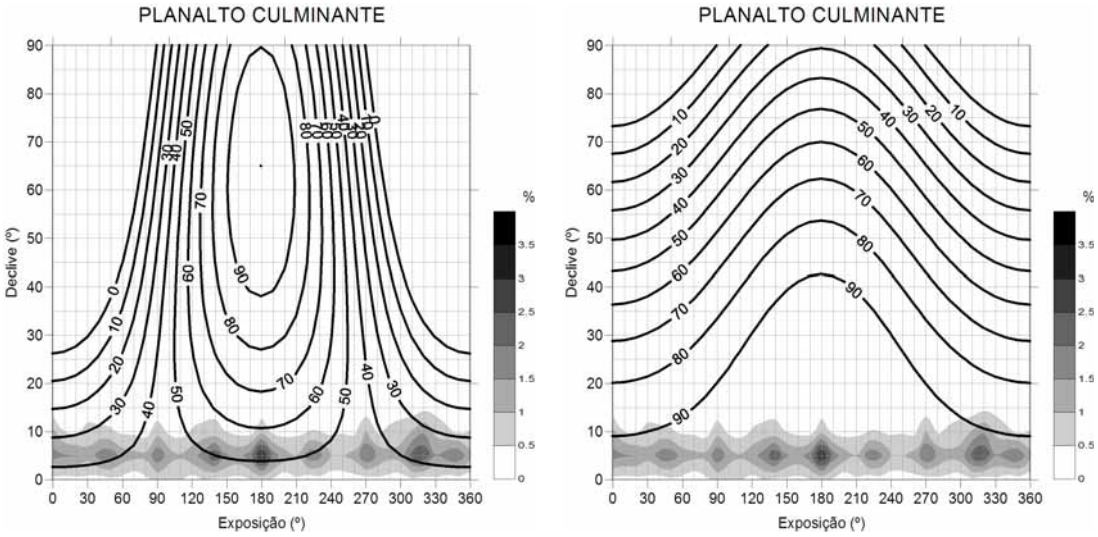


Figura 6.9 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Planalto culminante", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

b) Planaltos intermédios

São interflúvios aplanados (unidade 12) e com altitude entre aproximadamente 1600 e 1750 m. Correspondem aos planaltos do Curral do Vento, Lagoa Comprida – Piornal e Alto da Pedrice. São áreas com pouca vegetação, onde dominam os matos, a rocha nua e as areias graníticas.

As características climáticas desta área serão as seguintes:

- Temperatura média anual de 6 a 8ºC; temperatura média do mês mais quente de 14 a 18ºC; e média do mês mais frio de 0 a 2ºC.
- A precipitação anual apresenta valores de 2200 a 2400 mm. No entanto, como se viu no capítulo 3, a precipitação não varia linearmente com a altitude, e depende da trajectória dos fluxos. No caso de fluxos de Sudoeste e de Oeste, os planaltos da Lagoa Comprida e do Curral do Vento, vão situar-se na área de divergência fluxo, o que significa que a precipitação será inferior ao que seria de esperar. Pelo contrário, o Alto da Pedrice e as Penhas da Saúde, situam-se onde a convergência é mais intensa, o que significa maiores quantitativos de precipitação.
- A precipitação sob a forma de neve é menos frequente do que no planalto culminante e o período de solo coberto de neve é muito inferior, uma vez que a neve funde normalmente em poucos dias.
- A distribuição da radiação solar potencial e do balanço radiativo é semelhante à do planalto culminante (Fig. 6.10).

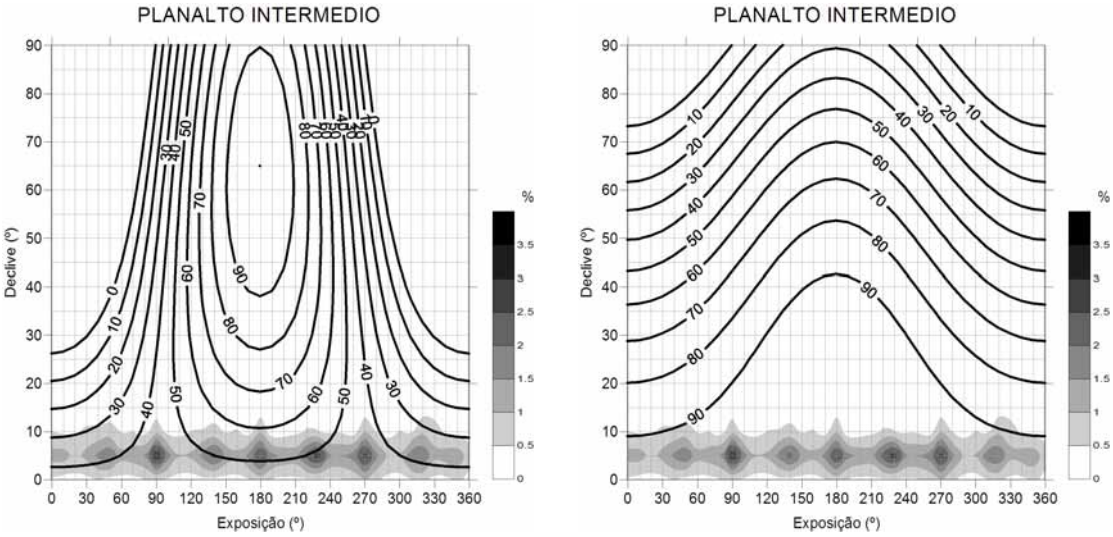


Figura 6.10 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Planalto intermédio", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

c) Planaltos inferiores

Correspondem fundamentalmente aos planaltos das Penhas Douradas e Curral da Nave, variando a sua altitude entre aproximadamente 1400 e 1550 m (unidade 13). Em relação aos outros planaltos, a densidade de vegetação é maior, e esta é também de maior porte (predominantemente matos e floresta). Estes planaltos também se distinguem dos anteriores devido à sua menor altitude, o que se vai manifestar em:

- Temperaturas médias mais elevadas (temperatura média anual de 8 a 10ºC, média do mês mais quente de 16 a 18ºC e média do mês mais frio de 2 a 4ºC);
- Menores valores de precipitação (2000 a 2200 mm);
- A queda de neve é esporádica, mantendo-se no solo durante poucos dias;
- Ventos fortes, mas de velocidade e frequência inferiores às verificadas nos planaltos mais elevados;
- A radiação solar potencial e o balanço radiativo têm o mesmo comportamento dos outros planaltos, embora seja notória uma maior dispersão na distribuição dos declives, o que origina assimetrias maiores na radiação solar potencial, em especial no Inverno (Fig.6.11).

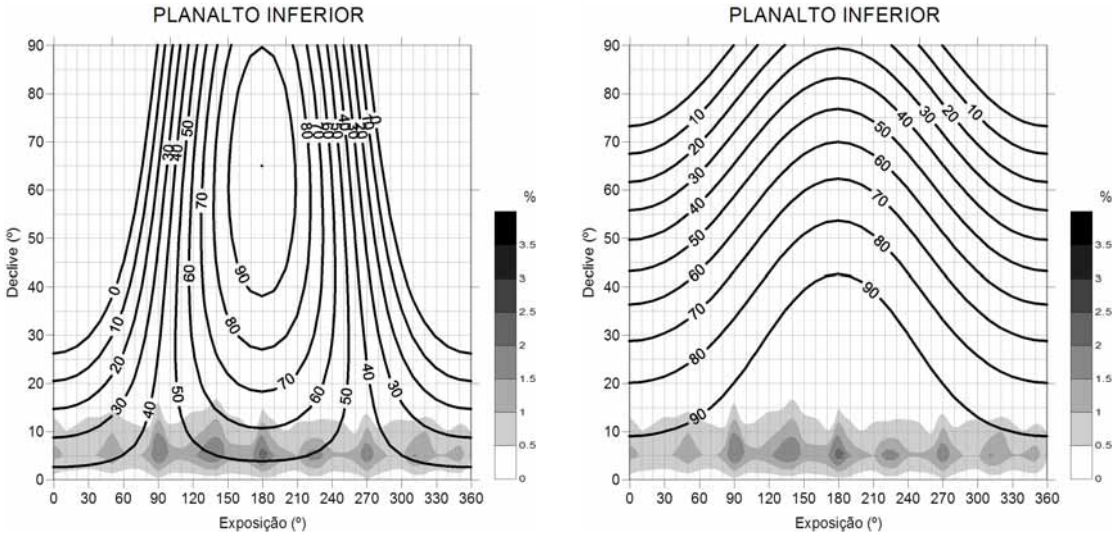


Figura 6.11 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Planalto inferior", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

d) Cristas

As cristas (unidade 14) são interflúvios de desenvolvimento linear e ocupam uma área relativamente pequena na Estrela, ocorrendo a altitudes diversas (por ex.: Cântaro Gordo – 1875m e Serra da Alvoaça – aprox. 1500m). A superfície é predominantemente constituída por afloramentos rochosos, matos e areias graníticas.

Os principais factores que levam à individualização climática das cristas serão:

- A extrema exposição ao vento e a consequente secura edáfica, aumentada ainda mais por se tratar de uma posição de interflúvio;
- A insolação elevada e no geral semelhante à dos planaltos;
- A radiação solar potencial atinge, em média, valores superiores aos planaltos, especialmente no Inverno, pois há uma tendência para as cristas apresentarem declives moderados concentrados em exposições entre SE e SW (Fig. 6.12).

e) Portelas

São uma unidade com fraca representatividade espacial e são predominantemente ocupadas por matos e vegetação rasteira (unidade 15). Foram individualizadas pela influência que exercem ao nível da canalização dos ventos, sendo áreas onde o vento apresenta velocidades muito acentuadas. No que respeita à radiação solar potencial, apesar das portelas serem áreas no aplanadas na área de estudo, verifica-se que são muito frequentes os declives até 15º, e que há uma concentração das exposições entre E e SE, o que no Inverno origina que essas superfícies recebam na sua maioria, até entre 40 e 60% da radiação solar potencial (Fig. 6.13).

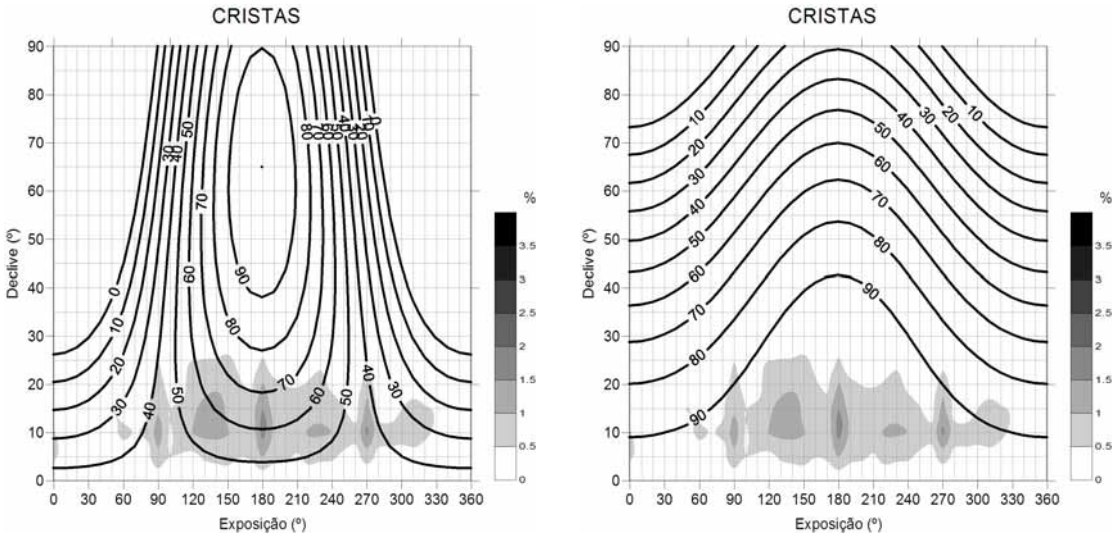


Figura 6.12 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Cristas", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

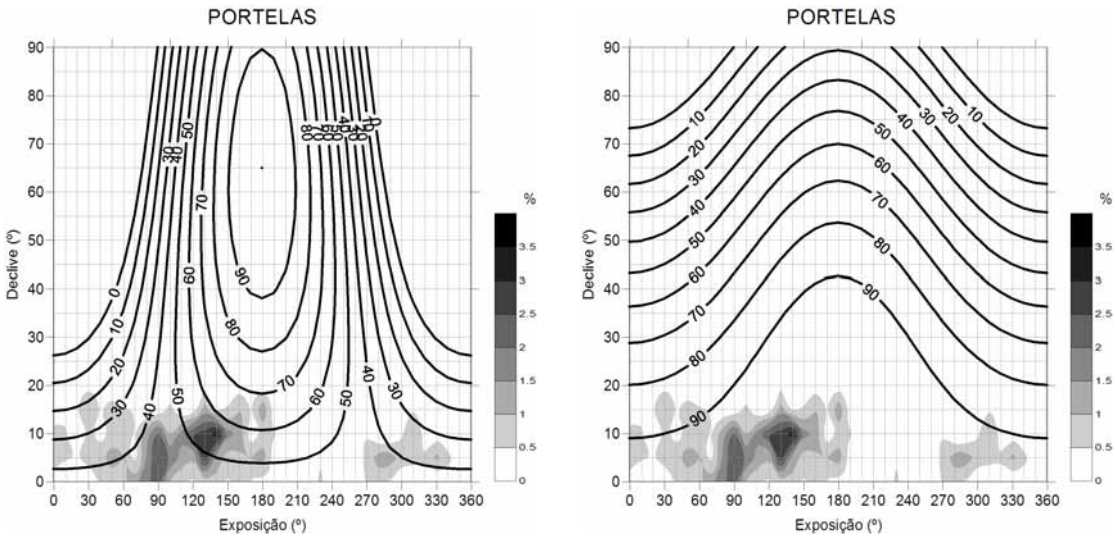


Figura 6.13 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Portelas", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

f) Rechãs

São unidades climo-topológicas situadas em posição de vertente, e são ocupadas por matos e vegetação rasteira (unidade 15). São áreas que, em geral, recebem elevados quantitativos de radiação solar incidente e têm um balanço radiativo semelhante ao dos planaltos. A elevada dispersão nas exposições e as elevadas frequências a NW, originam elevada dispersão nos valores de radiação potencial durante o Inverno. Relativamente aos ventos de origem térmica,

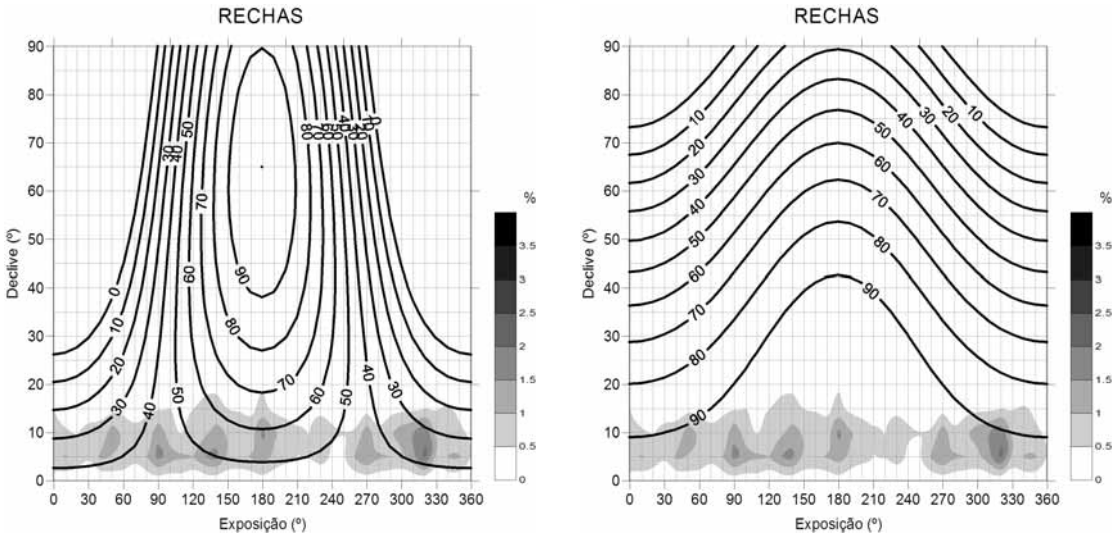


Figura 6.14 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Rechãs", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

as rechãs vão contribuir para diminuir a sua velocidade, pois constituem barreiras marcadas por declives suaves (Fig. 6.14).

g) Bacias abertas

As bacias abertas (unidade 10) situam-se nos planaltos e resultam principalmente da sobreexcavação glaciária. Na actualidade têm o fundo colmatado por sedimentos, podendo estar colonizadas por turfeiras ou prados.

- Por serem áreas deprimidas, o vento é mais fraco do que nos planaltos envolventes, e as temperaturas máximas são mais elevadas, porque estão protegidas do vento regional e porque as vertentes envolventes reflectem radiação solar e emitem calor.
- Em noites de céu limpo e vento fraco as temperaturas mínimas do ar são mais baixas do que nos planaltos devido ao arrefecimento radiativo e à acumulação de ar frio;
- A maior parte da área das bacias abertas apresenta exposições entre Noroeste e Este, com declives inferiores a 10º. Assim, apesar de no Verão as diferenças na radiação solar potencial não serem muito significativas entre, já no Inverno, é notória uma maior dispersão nos valores.

O balanço radiativo às 12h de Inverno apresentou valores inferiores ao dos planaltos (200-400 $W.m^{-2}$), aumentando no Verão para 400-600 $W.m^{-2}$ (Fig. 6.15).

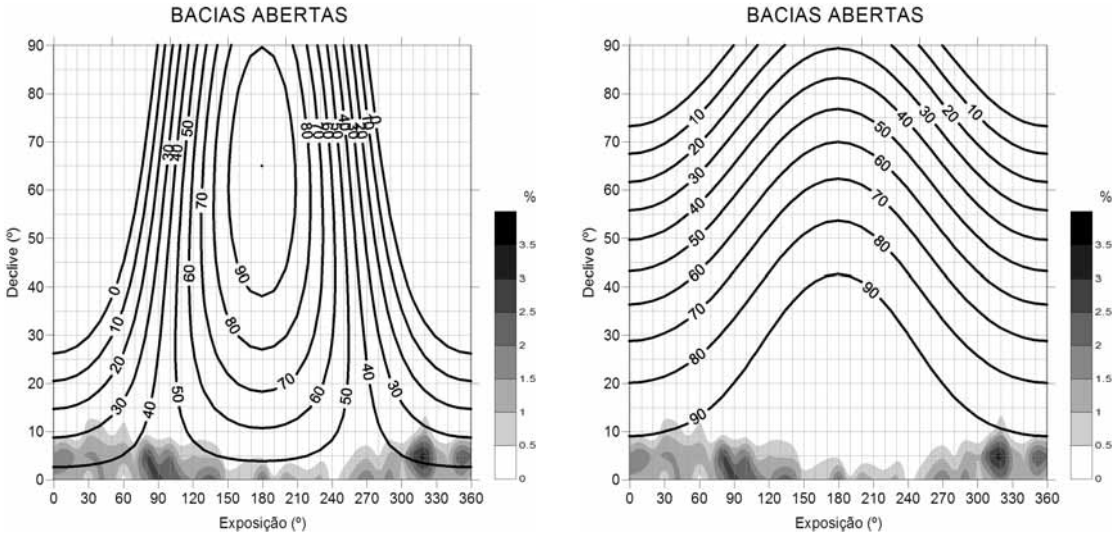


Figura 6.15 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Bacias abertas", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

.

h) Bacias encaixadas

As bacias encaixadas (unidade 9) têm a mesma origem das abertas, mas situam-se geralmente nos troços superiores dos vales e não nos planaltos. Têm drenagem deficiente e podem estar colmatadas por turfeiras e prados.

- As temperaturas máximas são geralmente superiores às verificadas nas bacias abertas porque estão mais encaixadas e protegidas do vento regional.
- Também devido ao encaixe, em noites de céu limpo e vento fraco, a drenagem e a espessura do lago de ar frio serão maiores, o que contribui para que as temperaturas mínimas sejam mais baixas.
- Apesar terem fundos de declive suave, verifica-se que estes são maioritariamente suavemente inclinados (<10º), com orientações entre o quadrante Sul e o Oeste (Fig. 6.16), o que origina valores de radiação solar potencial às 12h mais elevados do que nos planaltos.

i) Bacias muito encaixadas

As bacias muito encaixadas (unidade 8) correspondem quase sempre aos fundos de circos glaciários, que constituem formas em anfiteatro com vertentes abruptas e fundo aplanado, ocupado por vegetação rasteira, e frequentemente fechado por um ferrolho. As formas mais desenvolvidas ocorrem na margem oriental do Planalto da Torre (Covão Cimeiro e sector montante do Covão do Ferro) e apresentam o fundo acima de 1600m de altitude. Estas características morfológicas vão ser responsáveis por um

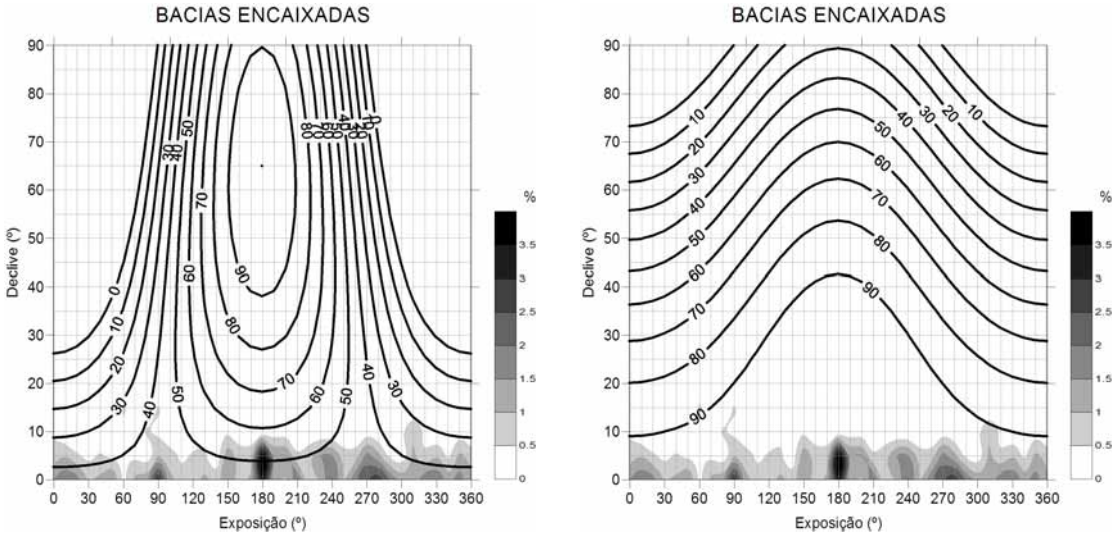


Figura 6.16 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Bacias encaixadas", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

relativo isolamento e por um clima diferente do vale a jusante:

- Em dias de estabilidade anticiclónica podem ocorrer fenómenos de brisa. Porém a brisa de vale é atenuada pelo efeito de obstáculo causado pelo ferrolho, podendo mesmo não se sentir a 2 m do solo;
- Tratam-se provavelmente das unidades com extremos térmicos mais marcados (como se verificou no capítulo 5, a temperatura no fundo do circo do Covão Cimeiro, pode ser 9ºC mais baixa do que no interflúvio adjacente, tendo sido registados –17ºC no dia 21 de Janeiro de 2000);
- Em noites de estabilidade formam-se lagos de ar frio bem desenvolvidos e durante o dia verifica-se um acentuado aquecimento, em particular no Verão;
- A radiação solar incidente é semelhante à das bacias encaixadas e o balanço radiativo também, e vai depender fundamentalmente da exposição das vertentes e do efeito de sombra (Fig. 6.17).

j) Fundos de vale abertos

Os fundos de vale abertos (unidade 7) estão geralmente situados nos planaltos, têm um fundo aplanado, e podem ser mal drenados e estar colmatados e colonizados por vegetação, é geralmente rasteira, mas pode ser mesmo floresta.

- As temperaturas máximas são mais elevadas do que nas áreas de planalto envolvente, essencialmente devido à concentração da radiação solar reflectida e do calor emitido pelas vertentes;

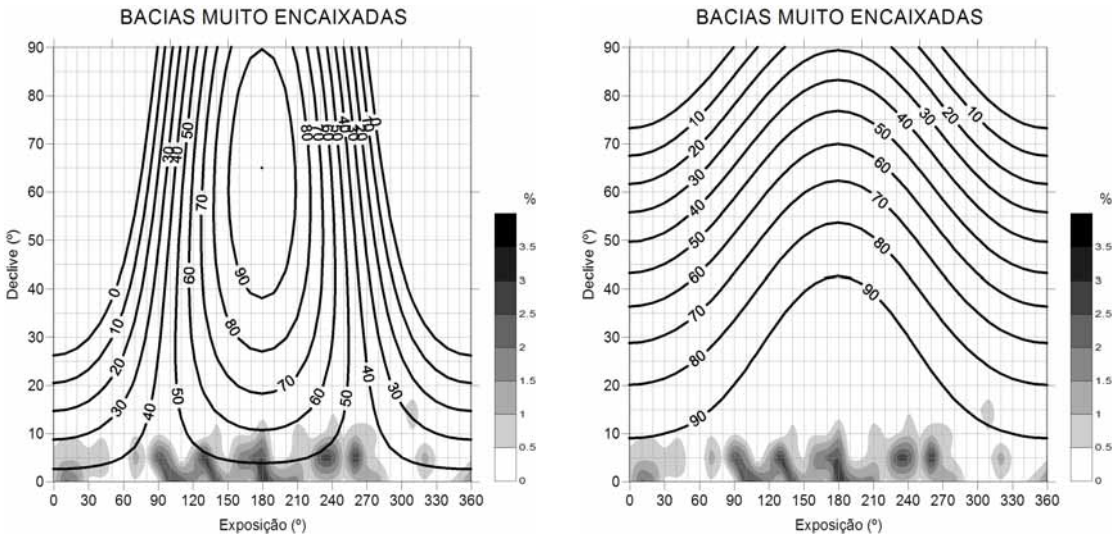


Figura 6.17 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Bacias muito encaixadas", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

- O comportamento das temperaturas mínimas vai depender da exposição ao vento, mas em noites de céu limpo e vento fraco podem-se desenvolver brisas de montanha e haver acumulação de ar frio no fundo do vale. O elevado *sky view factor* vai contribuir para um elevado arrefecimento nocturno, uma vez que as perdas de calor são maiores;

  A figura 6.18 ilustra bem as características de declive e exposição dos fundos de vale abertos, que se encontram em todas as exposições, mas com menor frequência no quadrante sul. Os declives são suaves a moderados, concentrando-se entre 5 e 15º, o que ilustra uma melhor drenagem do ar frio do que o que sucede no caso das bacias abertas. A dispersão de exposições e de declives, vai ter como resultado uma maior dispersão espacial dos valores de radiação incidente, em especial no Inverno, havendo sectores que no solstício de Inverno apenas recebem cerca de 25% da radiação potencial disponível (Fig. 6.18).

k) Vales encaixados

Os vales encaixados (unidade 6) constituem geralmente as partes mais abertas dos principais vales da Serra da Estrela, que são maioritariamente classificados como vales muito encaixados. Isso ocorre, principalmente, nas áreas onde há confluência de valeiros, o que contribui para aumentar o *sky view factor*, como sucede na bacia de Manteigas. Nestes vales podemos encontrar matos, vegetação rasteira e floresta.

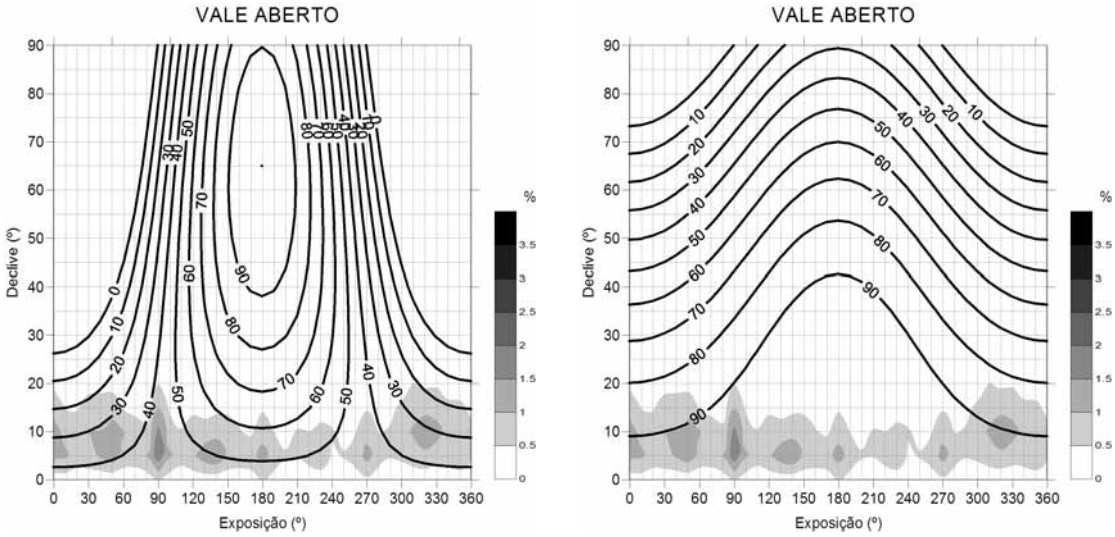


Figura 6.18 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Fundos de vale abertos", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

- As temperaturas máximas são superiores às dos vales abertos porque estão mais abrigados, normalmente a menor altitude e possuem vertentes mais amplas e que favorecem a concentração do calor;
- Em noites anticiclónicas desenvolve-se a brisa de montanha e há drenagem de ar frio, que se vai acumular no fundo de vale;
- Nos dias anticiclónicos desenvolve-se a brisa de vale que pode contribuir para a descida das temperaturas do ar, e para uma sensação térmica de maior frescura;
- Normalmente as temperaturas mínimas não são tão baixas como nos vales abertos porque o *sky view factor* e a altitude são menores;

  Os fundos de vale encaixados ocorrem em todas as exposições, mas surgem concentrados ao longo de alinhamentos preferenciais, que traduzem o controlo da fracturação do substrato (Fig. 6.19). O maior encaixe quando comparado com os fundos de vale abertos, reflecte-se também numa maior gama de declives, variando mais frequentemente entre os 5 e os 25º. Estes valores, combinados com a exposição, vão originar assimetrias de radiação solar incidente significativas, em especial no Inverno, onde há troços que apenas recebem 10% da radiação solar potencial disponível às 12h, enquanto outros recebem 75% (Fig. 6.19). No Verão, as assimetrias são menores, mas superiores às dos vales abertos.

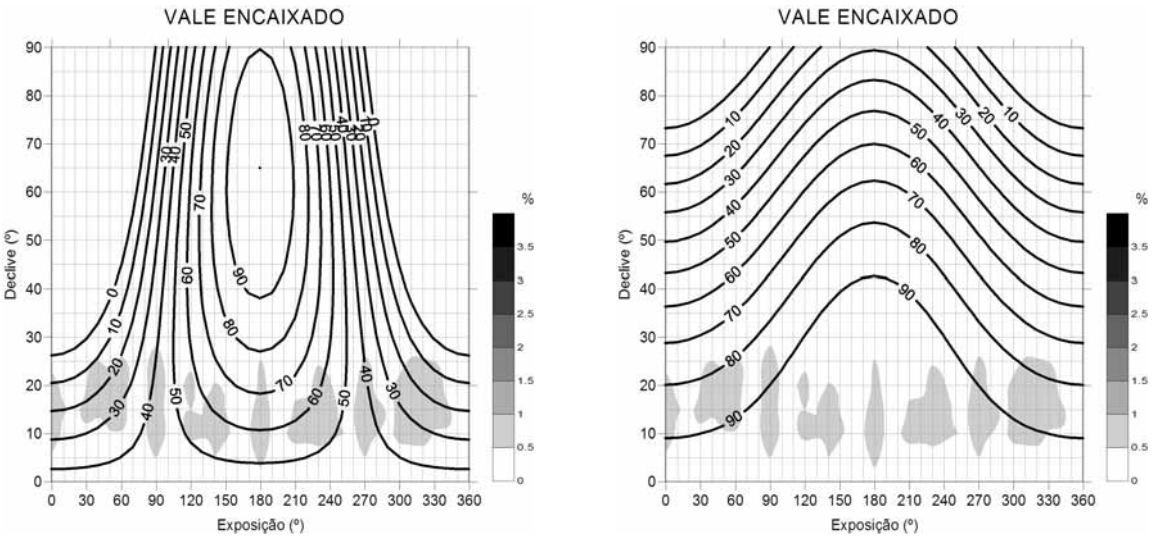


Figura 6.19 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Fundos de vale encaixados", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

l) Vales muito encaixados

Os vales muito encaixados (unidade 5) correspondem à maior parte dos troços dos grandes vales que penetram no interior da Serra da Estrela, como os vales do Zêzere, Loriga, Alforfa, Alvoco, Caniça e Beijames.

- Os vales muito encaixados estão na maior parte das situações abrigados do vento regional, embora em algumas situações possam ocorrer canalizações de vento importantes, em especial nos vales do lado ocidental da serra;
- Dependendo da altitude, as temperaturas máximas são geralmente mais elevadas do que nos outros tipos de vales, e as mínimas são geralmente superiores, devido ao menor valor do *sky view factor*;
- Tal como os outros vales, em situações anticiclónicas, ocorrem fenómenos de brisa de vale durante o dia e de brisa de montanha durante a noite;
- As acumulações de ar frio são frequentes nas noites anticiclónicas;
- A figura 6.20 ilustra um controle ainda mais importante da fracturação na orientação dos fundos de vale muito encaixados, que se concentram em torno do quadrante Norte. Os declives são geralmente normalmente moderados a acentuados (10 a 30º), o que causa grandes assimetrias a nível da radiação solar potencial. Como exemplo, a radiação potencial ao meio-dia pode assumir diferenças de 80% no Solstício de Inverno, e de mais de 20% no Solstício de Verão.

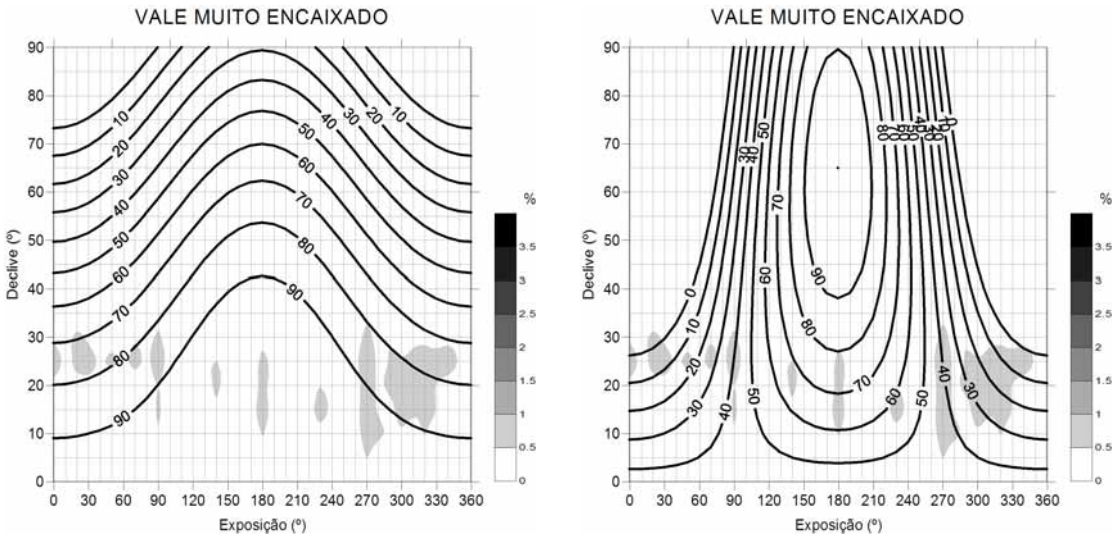


Figura 6.20 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Fundos de vale muito encaixados", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

m) Vertentes expostas a Norte

As vertentes expostas a Norte (unidade 1) incluem as vertentes com exposição entre NW e NE, têm na maior parte dos casos, declives entre 5 e 30º (Fig. 6.21). Estas unidades estão predominantemente cobertas por matos e vegetação rasteira, e merecem especial destaque pela sua extensão e pelo facto de serem as unidades que têm a exposição menos favorável para o balanço radiativo, o que se vai reflectir em temperaturas da superfície e do ar mais baixas. O principal controlo sobre o clima destas unidades, é portanto a radiação solar incidente, sendo de notar que:

- Considerando a amplitude de exposições e declives da unidade climo-topológica, se verifica que é a unidade onde há maior amplitude nos valores de radiação solar potencial incidente, tanto no solstício de Inverno, como no de Verão. No primeiro, os valores de radiação potencial às 12h, são sempre inferiores a 40% da radiação máxima disponível. No segundo, as "Vertentes expostas a Norte" recebem, às 12h, entre 65 e 95% da radiação máxima disponível, valor relativamente elevado;
- No solstício de Inverno, o balanço radiativo às 12h pode mesmo ser negativo (<0-300Wm^{-2}), uma vez que as vertentes expostas a Norte com declive superior a 26,5º não recebem radiação solar directa em nenhum momento do dia. A insolação varia entre 0 e 4h. No Inverno, nas vertentes expostas a norte e nas áreas mais elevadas da Estrela há a possibilidade de formação de cascatas de gelo.

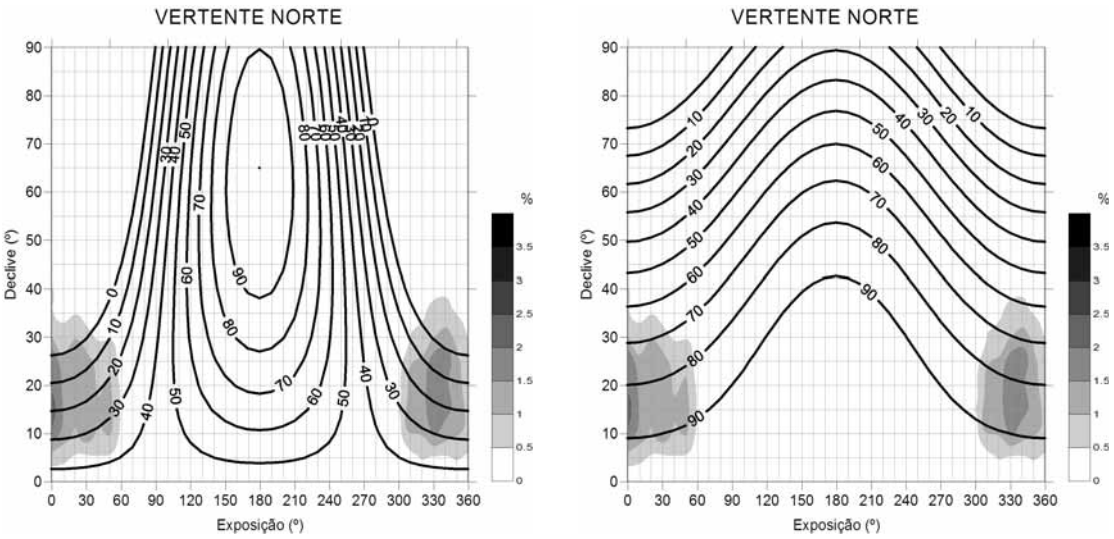


Figura 6.21 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Vertentes expostas a Norte", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

n) Vertentes expostas a Este

As vertentes expostas a Este (unidade 3) ocupam uma extensão significativa da área de trabalho, e incluem os sectores com exposição entre Nordeste e Sudeste. Apresentam predominantemente declives entre 5 e 40º, e têm uma grande diversidade de ocupação do solo, desde a ausência de vegetação à por floresta. A característica essencial desta unidade é a elevada radiação solar durante a manhã, que se reflecte directamente na hora a que é atingida a temperatura máxima diária.

- As vertentes expostas a Este apresentam uma grande amplitude de radiação solar potencial incidente, em ambos os solstícios. Como exemplo, às 12h no Solstício de Inverno, são atingidos valores máximos potenciais que variam predominantemente entre 10 e 70% da radiação máxima disponível (Fig. 6.22). No Solstício de Verão, a amplitude ocorre entre aproximadamente 75 e 95%, o que face ao que se verifica nas outras unidades, se pode considerar um valor elevado.
- Nos Equinócios, as vertentes orientadas a leste têm um regime radiativo simétrico ao das expostas a Oeste, e o máximo de radiação incidente ocorre de manhã;
- No solstício de Verão, as escarpas expostas a leste são as que recebem mais radiação de manhã, seguidas daquelas com a mesma exposição mas com um declive de 45º. As vertentes com esta exposição e as expostas a Norte são as primeiras a receber energia;

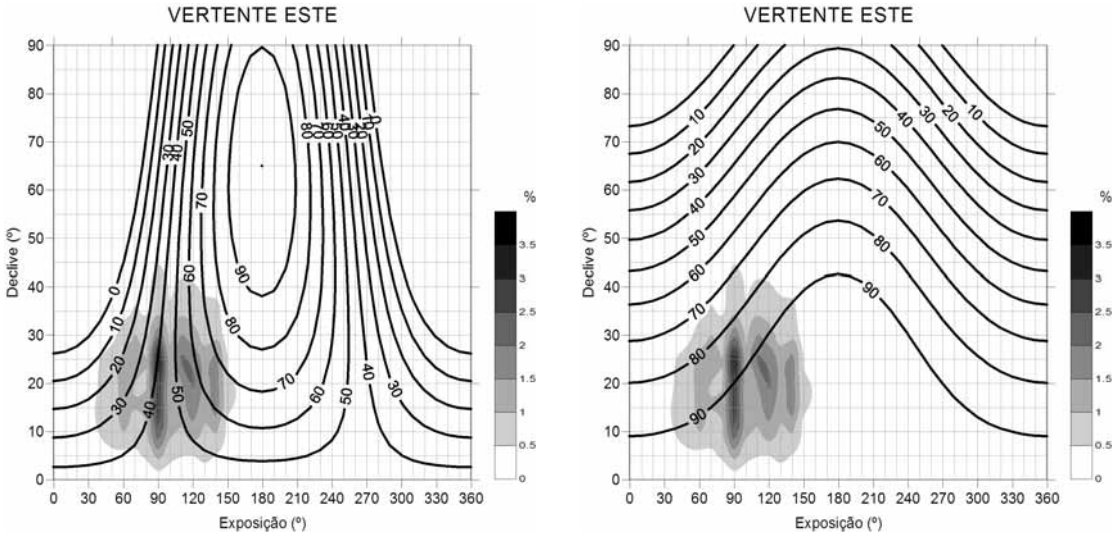


Figura 6.22 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Vertentes expostas a Este", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

o) Vertentes com exposição a Sul

A unidade "Vertentes expostas a Sul" (unidade 4) apresenta normalmente declives entre cerca de 5 e 40º, e engloba as vertentes com exposições entre SE e SW, embora haja um predomínio das exposições claramente a Sul (Fig.6.23). Nestas vertentes, tal como com a exposição a leste, o solo está ocupado por matos, vegetação rasteira, floresta e áreas sem vegetação. A característica climática mais importante desta unidade é a radiação solar incidente elevada ao longo de todo o ano, com consequências directas nas temperaturas do ar que são também as mais altas das 4 unidades de vertente, e dependendo da altitude, das mais elevadas que se podem atingir em todas as unidades climo-topológicas da Estrela.

A figura 6.23 ilustra o comportamento da unidade às 12h nos solstícios, verificando-se que no Solstício de Verão, os valores de radiação solar potencial são predominantemente muito elevados, e acima de 90% do máximo da radiação directa disponível. Contudo, nos casos em que as vertentes têm declives muito acentuados, verifica-se, mesmo na exposição a Sul, uma forte redução na radiação solar, que para vertentes com declive superior a 80º, é inferior a 40% do total disponível. Também no Solstício de Inverno, as vertentes expostas a Sul são aquelas que recebem uma maior percentagem da radiação solar directa disponível, com valores geralmente entre os 50 e 90%;

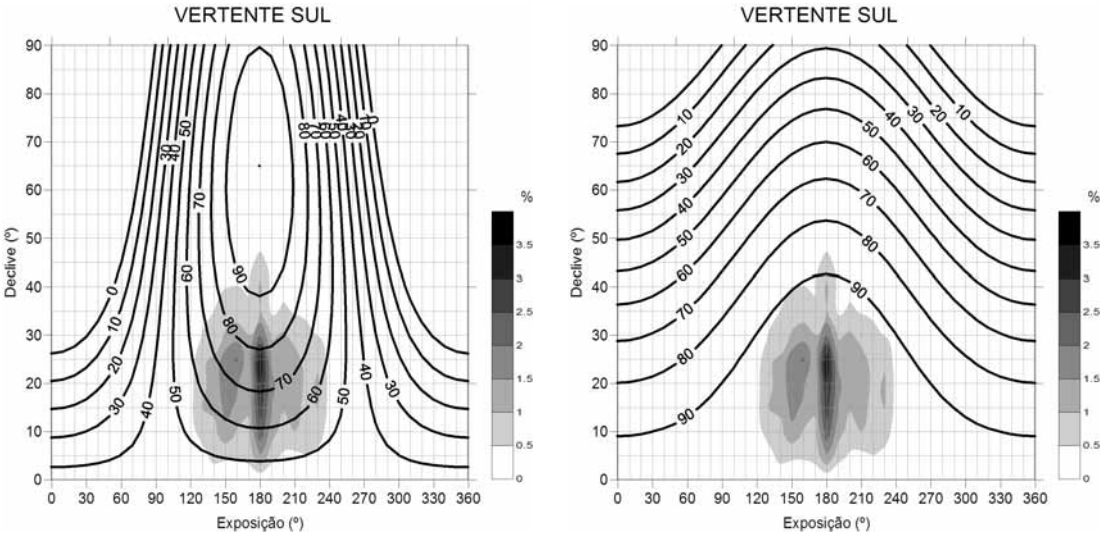


Figura 6.23 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Vertentes expostas a Sul", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

p) Vertentes expostas a Oeste

Incluem-se nesta classes as vertentes com exposição entre Sudoeste e Noroeste, verificando-se que os declives mais frequentes se encontram entre os 5 e 35º (unidade 2; Fig. 6.24). É uma unidade com um domínio dos matos, seguindo-se a floresta e a vegetação rasteira. Tratam-se das vertentes com maior densidade de vegetação.

- No que diz respeito à insolação, as vertentes expostas a Oeste têm um comportamento simétrico ao das expostas a Este, com o máximo de radiação incidente à tarde;
- As temperaturas do ar são máximas durante a tarde, acompanhando o máximo de radiação incidente, e atingem valores mais superiores aos registados durante a manhã nas vertentes de exposição Este. Isso deve-se à menor humidade no solo, que já foi evaporada durante o dia, gastando-se por isso menos energia na mudança de fase da água;
- No que respeita à radiação solar potencial, verifica-se também uma situação simétrica à das vertentes expostas a este. Às 12h no Solstício de Verão, a radiação potencial incidente é maioritariamente superior 70% do valor máximo disponível, e no Inverno verifica-se uma grande variabilidade espacial, com valores entre 0 e 70% do máximo disponível (Fig. 6.24).

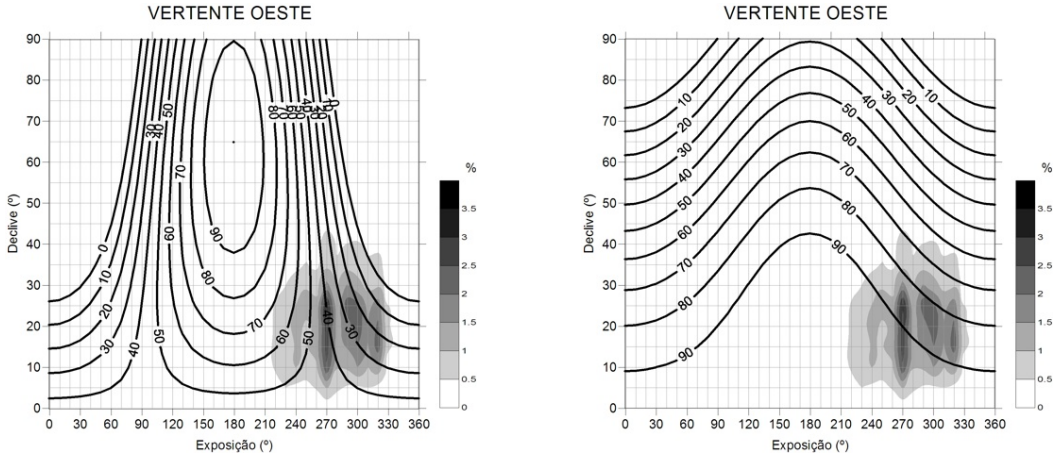


Figura 6.24 – Radiação solar directa potencial (%) às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Vertentes expostas a Oeste", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior.

q) Áreas construídas

Incluídas na classe "Áreas Construídas" (unidade 18) encontram-se as áreas urbanas, mas também as estradas e outras modificações do uso do solo induzidas por actividades humanas não ligadas à agricultura, como é o caso da degradação do coberto vegetal que se encontra junto à estrada no Planalto Culminante.

O estudo detalhado das áreas urbanas não foi incluído nesta dissertação. Contudo, aplicando os conhecimentos de outros trabalhos (Lopes e Vieira, 2001; Parlow, 1998 e 2003), é sabido que as condições climáticas das áreas urbanas são determinadas fundamentalmente pela altitude e pela topografia, sendo depois modificadas de acordo com o tipo de construção. As infraestruturas humanas modificam as propriedades físicas das superfícies, modificando as suas propriedades térmicas, o albedo, limitando a humidade no solo, o desenvolvimento da vegetação, alterando a rugosidade e, nalguns casos, introduzindo calor antrópico no balanço energético. Teoricamente, mas áreas urbanizadas, as temperaturas máximas e mínimas são mais elevadas do que nas áreas envolventes, e há modificações nos ventos, que em geral sofrem uma redução na velocidade. Contudo à escala microclimática, os padrões gerados pela rede edificada são extremamente complexos e podem-se encontrar situações em que as temperaturas máximas sejam atenuadas devido ao efeito de sombra, e ainda canalizações do vento capazes de produzir um aumento na sua velocidade.

r) Água

As superfícies com água representam 0,5% da área de estudo, e registam valores de radiação solar incidente elevados, semelhantes ao das superfícies planas (unidade 16). Estas áreas não são analisadas em detalhe, e apenas referimos que a sua presença tem um carácter atenuador na amplitude térmica diária, influenciando as unidades vizinhas. A presença de amplas superfícies de água, com baixa rugosidade, pode também favorecer fortes velocidades do vento. É de notar que na Serra da Estrela, a maior parte das superfícies de água são de origem antrópica e corresponde a albufeiras. Tratam-se, portanto, de intervenções directas do homem sobre o mosaico de topoclimas da montanha.

6.5. CONCLUSÃO: A DISTRIBUIÇÃO DOS TOPOCLIMAS

Os topoclimas da Serra da Estrela traduzem, em larga medida, a diversidade morfológica da montanha, tentando integrar o modo como o relevo vai influenciar o clima (Fig. 6.8). Como se referiu, nesta abordagem a altitude, que é um elemento importante em termos de diferenciação climática é incluída através dos andares bioclimáticos, que permitem ter uma ideia acerca da variação altitudinal da temperatura e da precipitação, e também pelo escalonamento dos planaltos, que são unidades marcantes na organização geral do relevo e rapidamente identificáveis.

As vertentes ocupam a maior parte da área de estudo (76%), apresentando-se em proporções relativamente semelhantes. As vertentes expostas a Este são classe que ocupa maior superfície, com 21%, seguindo-se as vertentes expostas a Sul, com 20%, as expostas a Oeste com 17,9% e finalmente, as expostas a Norte, com 17% (Fig. 6.25). A elevada percentagem de área com vertentes é muito interessante em termos de diferenças no balanço radiativo, e é um facto que apoia de forma clara a importância que damos a esta variável para a definição dos topoclimas. Contudo, embora seja um valor elevado, ele deverá ser inferior ao verificado noutras montanhas de tipo alpino, onde as vertentes ocuparam áreas sensivelmente

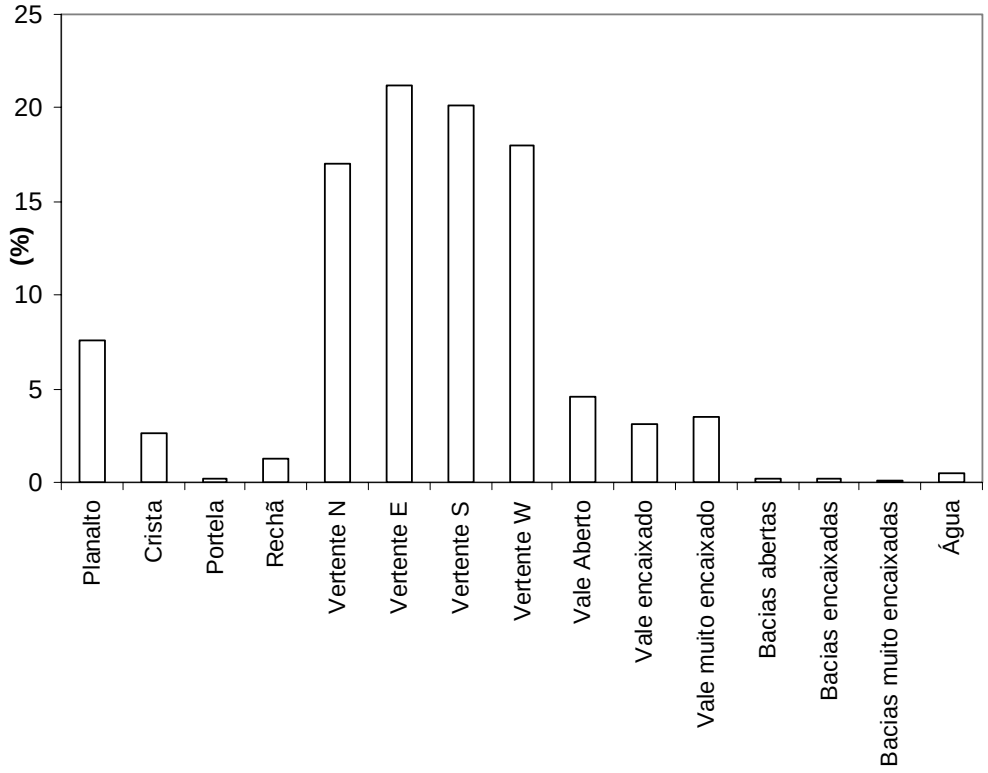


Figura 6.25 – Área ocupada por cada uma das unidades climo-topológicas da Serra da Estrela.

superiores, pois nesses casos, os interflúvios são predominantemente formados por cristas. No caso da Estrela, tal não acontece, e os planaltos ocupam 7,5% da área, o que os torna unidades muito significativas ao nível da paisagem; além disso, o seu relevo introduz-lhes características importantes ao nível das actividades humanas, como a sua continuidade espacial e os declives suaves, que propiciam o estabelecimento de algumas infraestruturas, como estradas e edificações, mas também possibilitaram a utilização do solo para actividades agrícolas de altitude, actualmente em abandono. Dos restantes topoclimas de interflúvio, merecem referência as cristas, pelo seu cariz climático particular marcado pela forte exposição ao vento, e por ocuparem 2,6% da área, valor bastante elevado, em particular se considerarmos que são unidades com pouco mais de 1 centena de metros de largura.

Em oposição às unidades de interflúvio, surgem as áreas deprimidas, que incluem os vales e as bacias, que na Serra da Estrela ocupam cerca de 11,6% da área total. São também áreas muito importantes em termos do desenvolvimento das actividades humanas, em especial o que respeita à agricultura que ocupa os fundos de vale. São, contudo as áreas que experimentam as maiores amplitudes térmicas, graças aos fenómenos de acumulação do ar frio que se geram durante as noites anticiclónicas, e ao forte aquecimento que se verifica durante o dia. Aliás, esse facto deve ter contribuído para que os núcleos urbanos se tivessem localizado em posição de vertente, aproveitando preferencialmente as vertentes expostas a Sul, mais favoráveis em termos energéticos, tanto durante o dia, como durante a noite, pela formação do fenómeno das cinturas térmicas nas noites de estabilidade. No que respeita à divisão dos vales em função do grau de encaixe, os vales de fundo aberto são os com maior representação (4,5%), seguindo-se os vales de fundo muito encaixado (3,4%), e por fim, os vales de fundo encaixado (3%). As bacias são as áreas deprimidas mais favoráveis à acumulação de ar frio, e são uma característica típica da Serra da Estrela, e que está ligada, em larga medida, à acção glaciária na paisagem. Contudo, têm fraca representação, ocupando cerca de 0,7%. Contudo, pelas características geomorfológicas particulares e altitude, raras em Portugal, são unidades particularmente importantes em termos paisagísticos e ecológicos.

A observação do mapa merece ainda alguns comentários referentes à distribuição espacial dos climatopos. A primeira característica que sobressai quando se analisa o mapa é a complexidade do mosaico de climatopos, logo seguida da importância espacial das unidades de vertente. O Alinhamento dos vales do Zêzere e Alforfa cortando a serra a meio impõe-se também na paisagem, e a continuidade espacial dos fundos desses vales mostra que deverão funcionar como importantes linhas de drenagem do ar frio do Planalto Ocidental. Note-se que, ao contrário dos outros vales que têm cabeceiras relativamente circunscritas, o alinhamento do

Zêzere-Alforfa, e em especial o primeiro vale, apresenta uma bacia-vertente muito maior, com drenagem de inúmeros valeiros que confluem lateralmente com o vale principal e que o conectam ao Planalto Ocidental. O papel destes vales no sistema de ventos locais da Estrela não foi ainda estudado e será certamente, um caso de estudo futuro muito interessante. Além do alinhamento dos vales, nota-se também uma clara assimetria espacial ao nível da exposição das vertentes: o sector noroeste da área de trabalho, em especial a norte do Alto da Torre, é dominado pelas vertentes expostas a Norte; em oposição, o sector sudeste, a sul das Penhas da Saúde apresenta um claro domínio das exposições a Sul e Este. Este evidente contraste climático entre as duas áreas é muito interessante e poderá também ter reflexos na distribuição da vegetação, ilustrando a transição entre os macrobioclimas Mediterrâneo e Temperado referidos por Jansen (2002). Já nos extremos sudoeste e nordeste da área de trabalho, surge um padrão espacial diferente, sem o claro domínio de uma exposição particular das vertentes, e ocorrendo estas num mosaico, ocupando áreas similares. Isso passa-se nas bacias-vertente dos vales de Alvoco e Beijames, e denota um mosaico muito complexo. Naturalmente, todos estes padrões são controlados pela evolução geomorfológica da serra, pela acção da tectónica passiva e activa, e em larga medida pela natureza do substrato, granítico e com relevo mais monótono a Noroeste e a Sudeste, e metamórfico nas bacias de Beijames e de Alvoco, com vertentes entalhadas por inúmeros valeiros que dão origem a climatopos com exposições variadas.

Como referimos anteriormente, por motivos de representação gráfica e de simplificação da legenda, optou-se por não apresentar no mapa dos climas locais todas as classes de uso do solo obtidas por detecção remota, e apenas se consideraram a presença de floresta e a área construída, pois estas são aquelas que exercem uma influência mais significativa sobre os topoclimas. É, naturalmente, discutível o facto de não ser incluído, por exemplo, as superfícies de rocha nua, pois estas, nalguns casos têm comportamentos próximos a alguns tipos de pavimento.

A classe dos matos é a que está melhor representada na Serra da Estrela, ocupando mais de metade superfície (54,2%), e tem maior expressão nos planaltos. A segunda classe melhor representada é a de vegetação rasteira (20%), que domina nos fundos de vale e nas áreas deprimidas dos planaltos, bem como nas vertentes próximas das povoações. A área de floresta ocupa 16% da superfície, e encontra-se especialmente nas vertentes expostas a Oeste e a Norte. As áreas sem vegetação ocupam 6% da área total e estão melhor representadas nos planaltos e nos altos vales, onde o declive é mais acentuado. São áreas essencialmente constituídas por afloramentos rochosos que resultam da erosão glaciária, enquanto nas áreas

onde a erosão glaciária foi escassa ou inexistente, se podem encontrar areias graníticas. As áreas construídas constituem 2,2% da área de estudo e incluem as povoações e algumas estradas.

Ainda no que respeita à distribuição da floresta, há ainda que referir que a imagem de satélite usada data de 1995, e que a Serra da Estrela é marcada todos os anos por numerosos incêndios, o maior dos quais ocorreu no Verão de 2005, tendo contribuído para alterar uma parte significativa da mancha de floresta, em especial no Alto Vale do Zêzere, próximo da Lagoa Seca. Assim, tendo em conta estas limitações, e como referimos acima, é evidente o facto de que a floresta ocupa uma área restrita no sector estudado. Ela concentra-se nos vales do Zêzere, próximo de Manteigas, no Vale do Alva a jusante de Sabugueiro, em algumas áreas do Vale de Alvoco e da vertente da Covilhã. Nesses sectores, a floresta vai funcionar essencialmente como um atenuador dos extremos térmicos. Contudo, é de salientar, que a presença de floresta, em termos de conforto, pode ter desvantagens, em especial por reduzir a insolação nos meses de Inverno, quando esta é mais necessária em termos energéticos. Esse problema verifica-se quando se trata de floresta perenifólia, porque no caso das espécies caducifólias, as desvantagens em termos de conforto climático no Inverno praticamente desaparecem.

Para finalizar, o Mapa dos climatopos da Serra da Estrela (Fig. 6.8) permite avaliar a distribuição espacial das unidades descritas e constitui uma tentativa de síntese do conhecimento obtido acerca dos topoclimas da serra. Incluiu-se no mapa um quadro onde se pretende, através da utilização de uma simbologia sucinta, interpretar comparativamente as características de cada clima local. É de notar, que a informação apresentada se encontra georeferenciada e integrada em ambiente SIG, podendo ser instantaneamente sobreposta à informação topográfica vectorial (ou qualquer outra georeferenciada), podendo, por isso, ser facilmente aplicada também ao nível do ordenamento do território. As diferenças espaciais entre as diferentes áreas da Serra da Estrela são imediatamente aparentes, sendo por exemplo, possível quantificar diferenças entre os climas locais ao nível do Concelho ou da bacia hidrográfica. A sobreposição das manchas das áreas urbanas, ou de áreas de futura expansão urbana sobre o mapa dos climatopos, permite ainda, por exemplo, facilmente verificar quais serão as áreas mais favoráveis em termos energéticos ou de dispersão de poluentes. O mesmo tipo de abordagem pode ser feito entre diferentes concelhos.

CAPÍTULO 7

PROPOSTA DE APLICAÇÃO À EDUCAÇÃO AMBIENTAL

7.1. INTRODUÇÃO

Como professora de Geografia do Ensino Básico e Secundário, um dos objectivos a que me propus foi a aplicação do trabalho desenvolvido na presente dissertação, à Educação Ambiental, de forma a contribuir para a divulgação do conhecimento dos climas de montanha. É esse o objectivo deste capítulo, onde se expõem alguns temas que podem ser utilizados por estudantes e professores.

De forma a ilustrar alguns dos conteúdos abordados na tese, foram escolhidos Locais de Interesse Climático (LIC) que estão também assinalados no mapa dos climatopos (Fig. 6.8 em anexo). Salienta-se que este capítulo deve ser visto como um todo, porque a informação apresentada repete alguns aspectos referidos noutros capítulos da dissertação. Para além disso, são também repetidas algumas figuras que se consideram importantes.

Os conteúdos apresentados nos pontos de observação podem, por exemplo, ser abordados ao nível do 3º Ciclo do Ensino Básico no tema: o meio natural. Nesse âmbito podem-se desenvolver os conceitos de estado do tempo, de clima e das principais formas de relevo. Na disciplina de Geografia do Curso Geral de Ciências Sociais do Ensino Secundário, pode-se abordar a variação da temperatura e os factores que a influenciam. Na disciplina de Geografia do Curso de Ciências Económicas do Ensino Secundário, pode ser abordada a diversidade climática em Portugal Continental, com base no estudo da variação da temperatura e da precipitação. É de notar, que apesar de serem abordados poucos conteúdos de âmbito climático nos programas de Geografia, os conteúdos referidos nos locais indicados contribuem para a divulgação dos conhecimentos climáticos em áreas de montanha.

Antes da visita de estudo, é conveniente que sejam observados mapas topográficos locais, e consultada bibliografia referente à área. Como apoio ao trabalho é conveniente a elaboração

de um glossário de termos, para facilitar a compreensão dos temas abordados. Os termos que sugerimos serem incluídos no glossário surgem no ponto seguinte a negrito.

Como a área de trabalho se situa numa montanha e as condições meteorológicas são muito variáveis, e também, porque o âmbito do estudo diz respeito às condições climáticas, optou-se por indicar os pontos mais interessantes e os temas a abordar nesses pontos, em vez de indicar itinerários. Assim, a ordem dos locais a visitar pode ser escolhida em função das condições meteorológicas. Para facilitar a organização da visita, nos Locais de Interesse Climático, além dos aspectos a observar, indicam-se também as condições meteorológicas ideais para visitar os locais. Salienta-se que alguns dos temas referidos nos LIC não foram abordados na dissertação, mas resultam de observações efectuadas durante o trabalho de campo, e que fornecem informações interessantes e didácticas sobre as condições atmosféricas.

7.2. LOCAIS DE INTERESSE CLIMÁTICO (LIC)

No quadro 7.1 e na figura 7.1 estão representados os Locais de Interesse Climático e os respectivos temas de trabalho. As observações efectuadas devem ser apoiadas com o mapa topográfico da área da Serra da Estrela (escala 1:50 000).

7.2.1. Torre (LIC 1)

No ponto mais alto da Serra da Estrela, podem observar-se e discutir-se vários aspectos, como a morfologia da serra, as escalas de análise climática, os tipos de nuvens e o efeito das montanhas nos elementos do clima (temperatura, precipitação e fluxos do vento). Salienta-se que não é necessário nenhuma condição meteorológica em particular para os observar. No entanto, as ideais são as de céu limpo.

a) Características da morfologia da Serra

A Serra da Estrela (40º20'N, 7º35'W) faz parte da **Cordilheira** Central e é a montanha mais alta de Portugal Continental (1993m, Fig. 7.1). Em termos **morfológicos** a Serra da

Quadro 7.1 – Principais Locais de Interesse climático da Serra da Estrela.

LIC	Palavras-chave
1 - Torre	Morfologia da Serra; escalas de análise climática; macroclima; topoclima; microclima; gradiente térmico vertical; inversões térmicas; cintura térmica; distribuição da precipitação na Serra; distribuição da neve na Serra; efeito de uma montanha nos fluxos; ondas de relevo; tipos de nuvens; nuvens convectivas; nuvens lenticulares e efeito Föhn
2 - Cântaro Magro	Unidades de paisagem no Covão Cimeiro
3 - Planalto da Torre	Sincelos e neve
4 - Lagoa Comprida	Nevoeiro de irradiação e paleoclimas
5 - Pousada de São Lourenço	Inversões térmicas e nevoeiro de irradiação
6 - Vale do Zêzere a montante de Manteigas	Brisa de montanha, de vale e ventos catabáticos e anabáticos; inversão térmica; drenagem de ar frio e gradiente térmico vertical
7 - Circos Glaciários - Covão Cimeiro	Regimes térmicos; inversões térmicas; paleoclimas e palinologia
8 - Lagoa Seca	Paleoclimas e efeito de föhn
9 - Penhas da Saúde	Distribuição da precipitação
10 - Varanda dos Carqueijais	Nevoeiro de irradiação

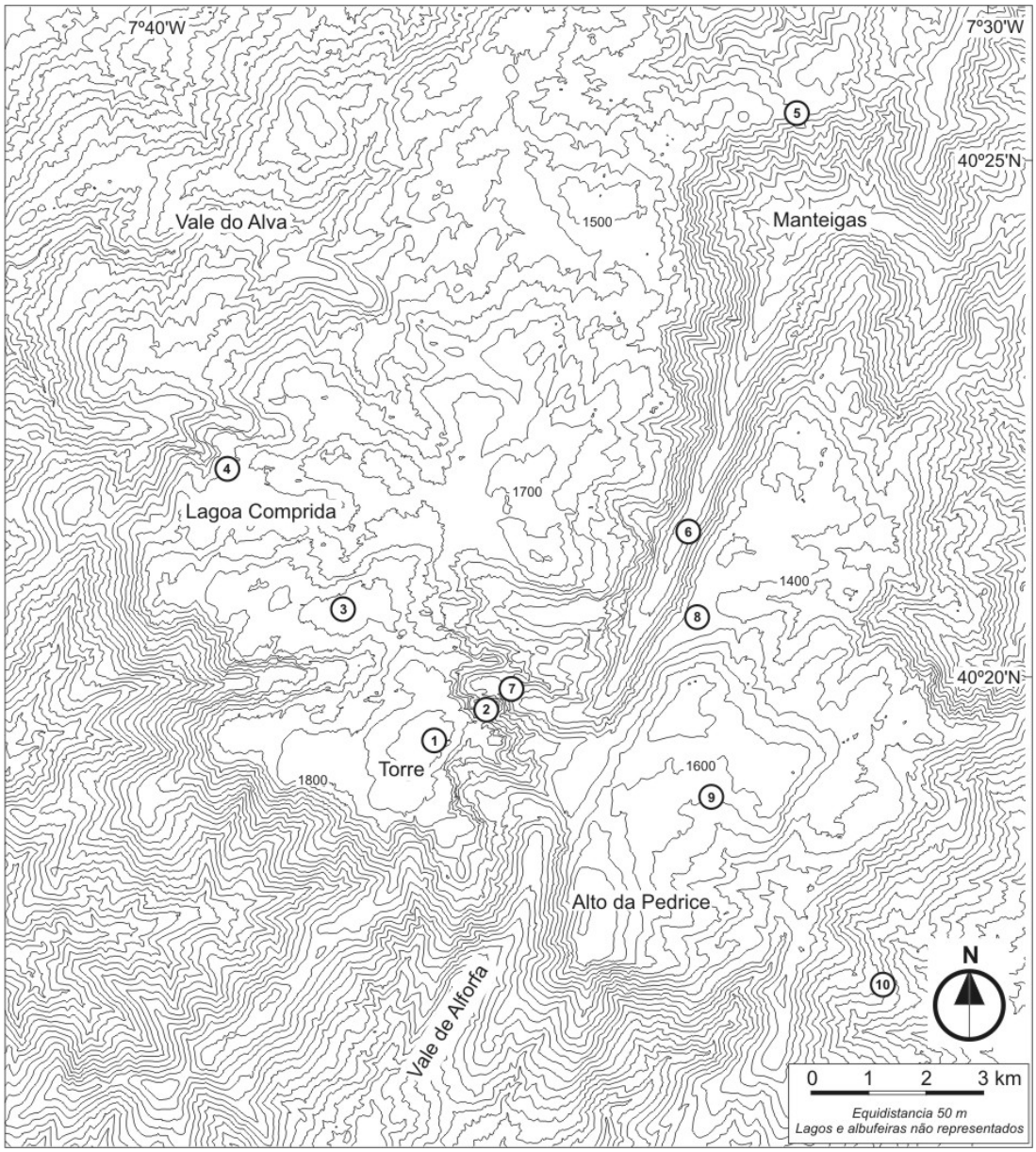


Figura 7.1 – Locais de Interesse Climático na Serra da Estrela. 1 – Torre; 2 – Cântaro Magro; 3 – Planalto da Torre; 4 – Lagoa Comprida; 5 – Pousada de São Lourenço; 6 – Vale do Zêzere a montante de Manteigas; 7 – Circos glaciários – Covão Cimeiro; 8 – Nave de Santo António – Lagoa Seca; 9 – Penhas da Saúde; 10 – Varanda dos Carqueijais.

Estrela está bem individualizada, e à primeira vista tem o aspecto de um **planalto** granítico alongado, inclinado de Sul para Norte, atingindo o ponto mais elevado na Torre (1993m), elevação que sobressai acima das cristas onduladas talhadas em metassedimentos, situadas a Sul. Os comandos das vertentes são fortes, e variam entre os 500 e os 1000m. Os flancos noroeste e sudeste da Estrela são talhados em granito, e têm um desnível elevado, que a sudeste é superior a 800m. É de salientar o carácter rectilíneo dos flancos noroeste e sudeste, que constituem imponentes escarpas de falha. A NE, o planalto é esventrado pelo sistema de

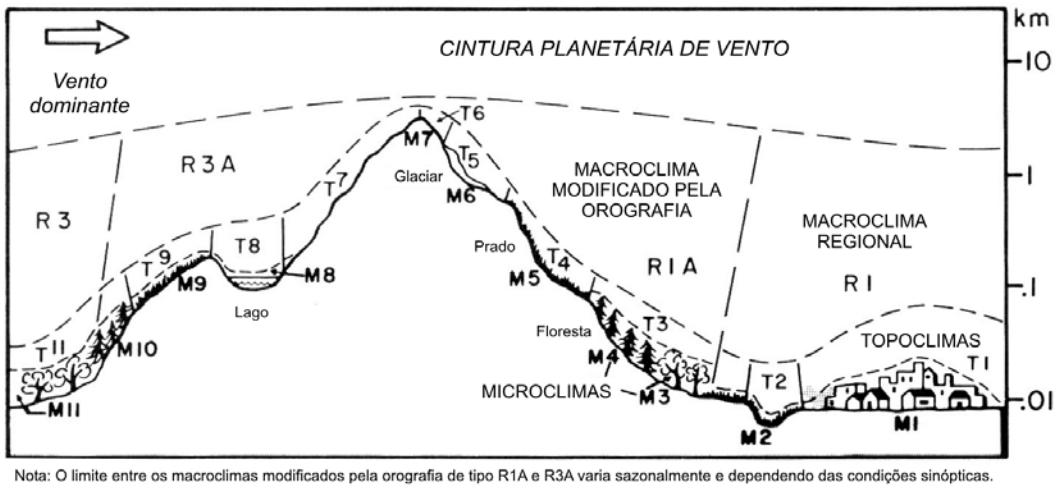


Figura 7.2 - Escalas de análise climática propostas para as áreas de montanha (Yoshino adaptada por Barry, 1992, p. 12). M – escala microclimática, T - escala topoclimática, R - escala macroclimática.

vales que constituem as bacias do Zêzere e do Mondego (Daveau, 1969 e Vieira, 2004).

A fisionomia dos planaltos complexa, e é possível identificar vários patamares, que são limitados por degraus de declive moderado, controlados pela fracturação NW-SE. Existem dois grupos planálticos principais a altitudes situadas entre 1400 e 1993m: o ocidental (Torre - Penhas Douradas) e o oriental (Pedrice - Malhada Alta). É o vale do Zêzere a montante de Manteigas que, devido ao carácter rectilíneo do seu traçado, os divide. É possível identificar quatro patamares no Planalto Ocidental e dois no Planalto Oriental. O Planalto Ocidental subdivide-se nos patamares da Torre - Penha dos Abutres, do Rodeio Grande - Cume, da Lagoa Seca – Piornal, e das Penhas Douradas - Corgo da Mós. O Planalto Oriental subdivide-se no Planalto das Penhas da Saúde - Alto da Pedrice, e no Planalto do Curral da Nave.

b) Escala de análise climática numa montanha

A escala a que se analisa um fenómeno climático é muito importante, porque dela dependem as diferentes influências dos factores geográficos (Fig. 7.2).

Na **escala macroclimática** estuda-se a influência dos fluxos dos **sistemas sinópticos** no clima de vastas áreas, como as montanhas, e pode por isso ser considerada como sinónimo de clima zonal, clima sinóptico e clima regional. Também se pode realizar uma análise de maior pormenor, à **escala local** ou **topoclimática**. Trata-se de uma escala, em que os climas são influenciados em larga medida pela topografia e pelas características da superfície terrestre, que se manifestam através da forma como o declive e a orientação das vertentes vão determinar a radiação solar incidente recebida pelas superfícies. O tipo de substrato, nomeadamente a ocupação do solo e o tipo de coberto vegetal, entre outros aspectos, vão

influenciar o clima em função das diferentes respostas da superfície aos fluxos radiativos e de calor. Na figura 7.2, são ilustrados os limites de climas de montanha na escala regional e local; nestes últimos, os efeitos de diferentes coberturas vegetais, da presença de lagos, da situação topográfica e das exposições são os principais factores que determinam as suas características. É finalmente de notar que, se pode descer na escala de análise, aumentando o pormenor, e por exemplo, dentro de uma área de floresta, podem estudar-se subáreas com características climáticas semelhantes. Essa é a escala de estudo dos microclimas, e a esse nível é o tipo de superfície vai determinar o clima sentido.

No entanto chama-se atenção para o facto de os fenómenos meteorológicos fazerem parte de um *continuum* de processos, desde a escala microclimática à macroclimática, variação que corresponde a uma dimensão espacial dos fenómenos desde alguns metros a mais de 1000km.

c) Diminuição da temperatura e da pressão atmosférica com o aumento da altitude

A densidade do ar e a composição da atmosfera controlam a capacidade de retenção do calor. Com a **altitude**, a densidade diminui e a resposta da **atmosfera** à variação da radiação solar incidente é mais rápida (Whiteman, 2000). Por outro lado, as moléculas estão mais afastadas, o que se traduz numa menor quantidade de moléculas por unidade de volume de ar para receber e conservar o calor. A capacidade de a atmosfera absorver calor, diminui 1 a 4% por cada 100 m (Geiger, 1961). A rápida resposta e transporte de ar quente e frio contribuem para uma variação mais rápida do estado do tempo nas montanhas.

A variação da temperatura com a altitude é geralmente considerada como o aspecto mais importante nos climas de montanha (Barry, 1992). Com uma temperatura de 20ºC, quando o ar está **saturado**, o gradiente médio da atmosfera padrão é de -0,6ºC/100 m. No caso de uma parcela de **ar seco**, quando é obrigada a subir arrefece a uma taxa de -0,9ºC/100 m. Uma massa de ar instável ou em movimento ascendente forçado, tem um **gradiente vertical da temperatura** que é determinado pela transferência de energia associada à mudança de pressão, sendo particularmente significativo o efeito da libertação de **calor latente** pela **condensação**, quando o ar está saturado. Essa libertação de calor origina um gradiente térmico inferior no ar saturado do que no ar seco.

O gradiente térmico vertical em áreas de montanha é diferente ao longo do ano e do dia. De uma forma geral, o **gradiente térmico altitudinal** é mais intenso no Verão do que no Inverno, podendo mesmo ser inverso nesta última estação, devido á presença de inversões térmicas. Em relação ao gradiente diurno, ele é maior para a hora da **temperatura máxima diária** do que para a hora da **temperatura mínima**, podendo mesmo ser inverso, neste último

caso. A hora da temperatura máxima é marcada por valores fortes de gradiente térmico vertical, sendo próximos do **gradiente adiabático seco**. Por outro lado, os gradientes são mais baixos para as temperaturas mínimas. A **variabilidade sazonal** e diurna depende da frequência de situações sinópticas de estabilidade, que favorecem a formação de **inversões térmicas** nas áreas deprimidas, o que vai atenuar ou mesmo inverter o gradiente altitudinal.

Na Serra da Estrela a temperatura média anual estimada reflecte um gradiente altitudinal de -0,6ºC/100m, com as temperaturas médias mais baixas (4 a 6ºC), no Alto da Torre. O sopé da serra exposto a Oeste e o exposto a Este, bem como o vale do Zêzere, a jusante de Manteigas, têm temperaturas médias anuais que variam entre os 12 e os 14ºC. O sector superior das vertentes, que contacta com os planaltos regista uma temperatura que varia entre os 8 e os 10ºC. Acima dos 1600m a temperatura média anual é inferior a 8ºC.

A temperatura média do mês de mês de Janeiro varia entre os 6 e os 8ºC nos flancos e vales interiores da Serra. O sector superior do vale do Zêzere, as cristas e as vertentes situadas acima dos 1200m têm uma temperatura média mensal do ar que varia entre os 2 e os 4ºC. Os planaltos situados acima dos 1600m, bem como as vertentes do Planalto da Torre, atingem o mínimo de 0ºC. Estes valores reflectem também um gradiente térmico altitudinal de -0,6ºC/100m.

Relativamente ao mês de Agosto, a temperatura média do ar estimada varia entre os 20 e os 22ºC, no sopé da Serra e no vale do Zêzere até aos 1400 m (jusante de Manteigas). Acima dessa altitude, e até 1800m, o que vai corresponder à maior parte da Serra, regista-se uma temperatura que pode variar entre os 16 e os 18ºC. Nos planaltos superiores, a mais de 1800m, que incluem o Alto da Pedrice, no sector meridional, e no ocidental o Piornal, a Lagoa Comprida e Alto da Torre, registam a temperatura mais baixa, que varia entre os 14 e os 16ºC. Neste caso, o gradiente térmico vertical é menor que o de Janeiro (-0,5ºC/100m).

A análise das temperaturas do ar registadas no ano de 2000, em intervalos de 2h, nos postos termométricos instalados na Serra da Estrela permitiu verificar, que em situações de céu limpo e vento fraco o gradiente térmico vertical é diferente de dia e de noite. Durante a noite existe um período com inversões térmicas nos vales, que ocorre entre as 20h e as 10h, sendo estas mais intensas entre as 6h e as 10h. Nessas horas, a temperatura do ar no fundo do vale do Zêzere pode ser igual à registada no Planalto da Torre. Quando esta situação acontece, forma-se uma inversão térmica no fundo de vale, e acima dessa inversão a temperatura aumenta gradualmente até atingir o máximo a meia-vertente, num sector designado **cintura térmica**. Só acima do nível da cintura térmica é que a temperatura volta a diminuir. Quando a inversão térmica é mais forte, a temperatura no fundo de vale pode mesmo ser inferior à do

planalto, o que se traduz num gradiente térmico vertical positivo, com o máximo médio registado de 0,6ºC/100m. Contudo, o aumento não é linear, uma vez que a situação é complexa devido à presença da cintura térmica. Entre as 10h e as 20h a temperatura do ar diminui em altitude na Serra com um gradiente que varia entre -0,5ºC/100 e -0,9ºC/100m. A hora em que a variação é máxima é as 14h.

d) A variação da humidade e da precipitação com o aumento da altitude

A quantidade de vapor de água de uma massa de ar vai condicionar os climas de montanha, uma vez que tem efeitos directos na **humidade** e na temperatura. É de salientar que, em altitude, o ar é mais frio e consequentemente tem menor capacidade de reter vapor de água (Whiteman, 2000). Por exemplo, o vapor de água a 3 km de altitude, é em média de cerca de 1/3 do presente ao nível do mar. O facto de diminuir a extensão das superfícies de água e de coberto vegetal, que fornecem humidade à atmosfera, por **evaporação** e por **transpiração**, contribui também para a diminuição da humidade com o aumento da altitude (Whiteman, 2000). Por outro lado, há que considerar outros aspectos que vão atenuar a diminuição de vapor de água até um certo limiar de altitude, como por exemplo os fluxos de vento horizontais e verticais que transportam vapor de água, bem como a presença de nuvens. Estes últimos, vão contribuir para que a precipitação aumente com a altitude (Barry, 1992).

Nas áreas de montanha, até um certo limiar de altitude há aumento da intensidade e duração da precipitação, uma vez que as massas de ar podem condensar seguindo a ascensão. Salienta-se que, apesar da altitude ser um factor explicativo importante para as áreas onde ocorre mais precipitação, outros factores devem ser considerados, como as características físicas das massas de ar, as condições sinópticas, a altura da base das nuvens e a forma da topografia (Barry, 1992; Whiteman, 2000; Barry e Chorley, 2003).

No modelo que estima a distribuição da **precipitação** média anual na Serra da Estrela, verifica-se que a precipitação aumenta com a altitude, sendo o valor mínimo de 1000 a 1200 mm no sopé e o máximo de 2400 a 2600 mm no Alto da Torre. No sopé da vertente ocidental registam-se valores médios de precipitação anual inferiores a 1200mm, no limite norte, a precipitação média anual é de cerca de 1100mm, e no limite sul é de 783mm. A estação da Covilhã, situada a meia-vertente regista valores mais elevados, que rondam os 1600mm. A maior altitude, as estações podem registar valores médios até 2400mm, como é o caso das Penhas da Saúde. No entanto, a distribuição da precipitação nas áreas altas não é uniforme e existe uma dissimetria este-oeste, com valores médios anuais mais elevados no sector oriental da serra (Penhas da Saúde e da Covilhã).

e) A queda de neve na Serra da Estrela

Devido ao gradiente térmico vertical, em altitude a precipitação pode ocorrer sob a forma de neve. No entanto, na Estrela, a queda de neve, não é mais frequente do que a de chuva. Para o período de 1941/70, nas três estações situadas a maior altitude (Penhas Douradas, Penhas da Saúde e Lagoa Comprida), só no mês de Fevereiro é que houve em média mais dias com neve do que com chuva (Penhas Douradas 6 dias de neve e 7 de chuva, Lagoa Comprida 8 dias de neve e 4 de chuva e Penhas da Saúde 6 dias de neve e 6 de chuva). De uma forma geral, a cobertura de neve na serra é irregular, quer ao nível interanual quer intermensal. A neve pode estar ocorrer de Outubro a Maio, e mais raramente em Setembro e mesmo em Junho.

Para além de ser importante a presença da neve no solo, deve-se considerar também a sua espessura, que aumenta em geral com a altitude, embora existam variações locais, devido à topografia, à influência do vento e a incidência da radiação solar. A topografia, em particular o declive e a exposição podem explicar as diferenças espaciais na distribuição da neve numa montanha. Por exemplo, a exposição ao quadrante norte, no Hemisfério Norte, contribui para a manutenção da neve por períodos mais longos, uma vez que a radiação solar directa é também inferior. Um outro aspecto, é o resultado da acção do vento sobre topografias irregulares, que contribui para diferentes taxas de acumulação e redistribuições muito significativas da neve. Esta terá tendência para se acumular preferencialmente em áreas deprimidas, e a **sotavento** dos obstáculos, e para sofrer **deflação** a **barlavento** e nos locais de relevo convexo (Yoshino, 1975). A espessura da neve é também influenciada pelo nível da inversão térmica no fundo dos vales, que pode contribuir para a manutenção da sua cobertura durante períodos mais longos. A topografia é a variável com maior influência no degelo nas áreas de montanha (Geiger, 1961), reflectindo-se de modo semelhante, de ano para ano, o padrão espacial de fusão em datas que todavia podem diferir.

f) O efeito das montanhas no vento

A influência do relevo no fluxo das massas de ar dá origem a mecanismos térmicos e dinâmicos, que podem ser estudados a várias escalas. São mecanismos relacionados com o facto de as montanhas forçarem, em muitas situações, o ar a ascender e a ultrapassá-las o que tem como resultado a modificação adiabática da temperatura das massas de ar. A influência das barreiras orográficas faz-se sentir a várias escalas, sendo que, por exemplo, a nível planetário podem modificar os fluxos; à escala sinóptica, podem influenciar os sistemas frontais; e à escala local, produzem efeitos gravíticos (Barry, 1992 e Beniston *et al.*, 1997).

O modo como as montanhas afectam os fluxos das massas de ar depende essencialmente de quatro factores principais: a dimensão, a orientação e a forma das montanhas, bem como as características das massas de ar (Daveau, 1977 e Barry, 1992).

A forma e orientação das montanhas influenciam o comportamento das massas de ar que delas se aproximam. Se a montanha for alongada numa direcção perpendicular ao fluxo atmosférico, ou se apresentar uma disposição côncava a **barlavento**, a progressão da massa de ar mantém-se e ultrapassa a montanha. Já nos casos em que as montanhas são paralelas, obliquas ou convexas em relação à direcção predominante do vento, as massas de ar mudam frequentemente de direcção, havendo menores perturbações de componente vertical no fluxo (Whiteman, 2000).

Quando o fluxo é perpendicular ao eixo da montanha, consoante o grau de perturbação nas massas de ar, pode haver divergência, ascensão ou deflexão do fluxo. Contudo, quando o fluxo é divergente a barlavento, o ar pode voltar a convergir a sotavento. Para além disso, os fluxos de vento, ao atravessar a montanha, podem também ser canalizados ao longo de vales e portelas (Whiteman, 2000). Para o fluxo ultrapassar e não contornar uma barreira topográfica, é necessário que tenha **energia cinética** suficiente para contrariar a o efeito da **gravidade** (Barry 1992 citando Stringer 1972). É ainda importante referir que além das características topográficas, o grau de estabilidade e a velocidade de uma massa de ar, vão influenciar significativamente o modo como ela se comporta ao contactar com uma montanha. Quando a massa de ar é estável, ela pode ser obrigada pelo relevo a subir, a contorná-lo, ser canalizada, ou mesmo, ficar bloqueada. Em geral, quanto mais estável é uma massa de ar, maior vai ser a sua resistência. Pelo contrário, uma massa de ar instável ultrapassa facilmente os obstáculos (Daveau, 1977; Whiteman, 2000).

Por exemplo, quando uma massa de ar estável encontra uma barreira, que é perpendicular ao fluxo, pode dar origem a quatro tipos de efeitos, de acordo com o perfil vertical do vento (Forchgott, 1949 citado por Barry 1992, Fig. 7.3): quando o vento é fraco e constante com a altura, a massa de ar ultrapassa suavemente o topo da barreira, formando um escoamento laminar (*Laminar streaming*); quando o declive das vertentes é superior a 17º, os fluxos não se conseguem ajustar à topografia, separam-se da superfície, formando uma zona de baixa pressão, que aspira parte do fluxo, gerando vórtices (Oke, 1987); quando o vento é forte e aumenta de velocidade em altura, gera-se uma separação em relação ao fluxo dominante, formando-se *eddies* (turbilhões) a sotavento da barreira; finalmente, com um maior aumento da velocidade do vento em altitude, formam-se ondas estacionárias (*lee waves*), às quais estão associadas nuvens que podem estender-se até uma distância que pode ir até 25km,

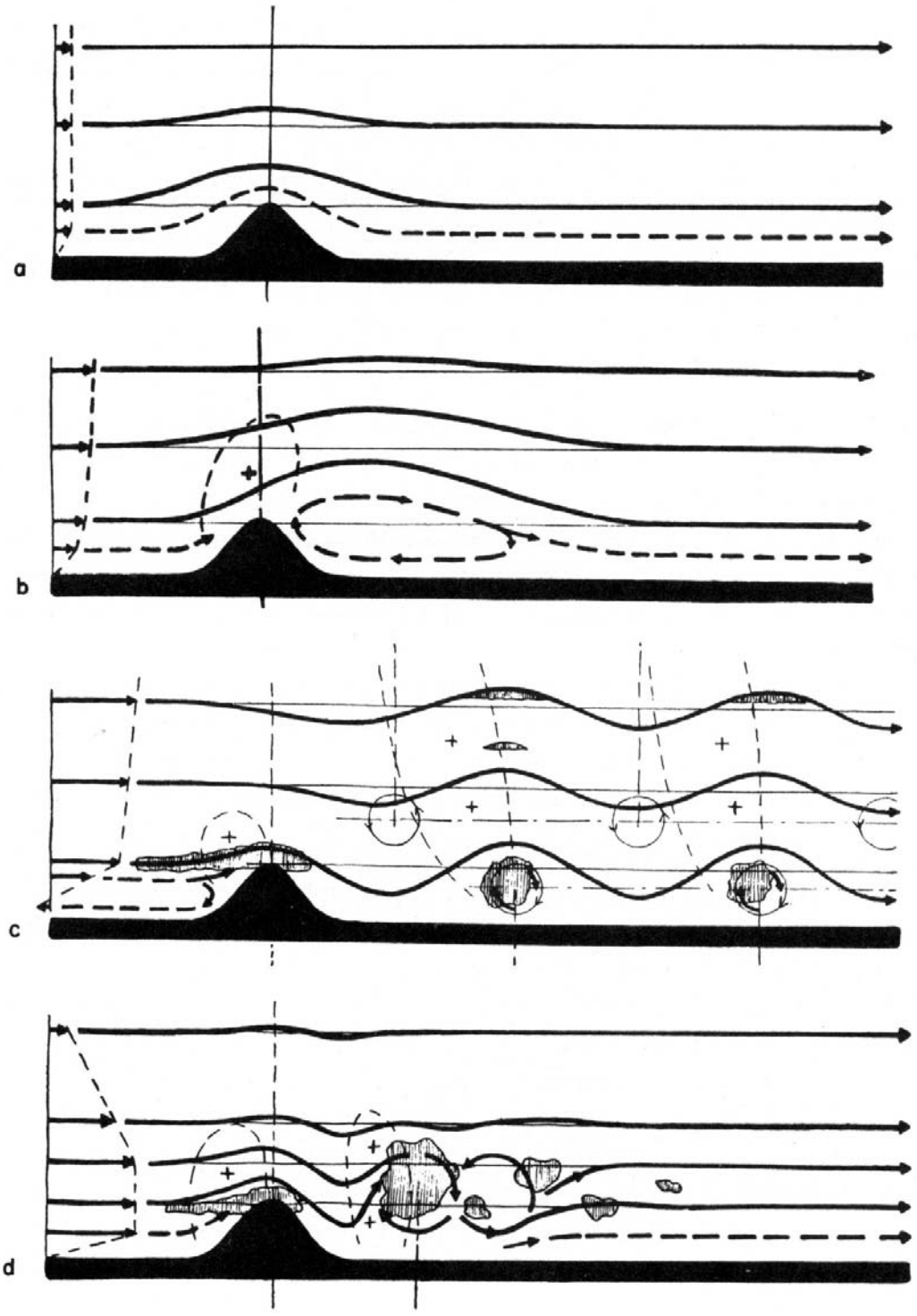


Figura 7.3 – Tipos de fluxo resultantes do efeito das montanhas. (a) fluxo laminar, (b) fluxo com um *eddy*, (c) onda estacionária com formação de nuvens na crista e de nuvens do tipo rotor, (d) fluxo turbulento (Barry, 1992, p. 127).

dependendo da dimensão da montanha, para sotavento da montanha, e desde que o fluxo não sofra modificações.

g) Tipos de nuvens

Apesar de as nuvens não terem sido directamente estudadas, elas fornecem indirectamente informações interessantes relativas à dinâmica da atmosfera (velocidade do vento, estabilidade atmosférica e humidade), que foram observadas durante o trabalho de campo realizado na Serra (Figs. 7.4 e 7.5).

Existem dois tipos básicos de nuvens: os estratos e os cúmulos. Nos primeiros o desenvolvimento horizontal é mais importante, e nos segundos é o vertical. Estes dois tipos podem ser divididos, quando se consideram 3 alturas: altas, médias e baixas. As nuvens altas são constituídas mais por cristais do que por gotas de água e têm o prefixo de cirros. As médias, tanto são constituídas por cristais como por gotas de água, e têm o prefixo alto. As nuvens baixas não têm prefixo.

As **nuvens** resultam do facto de o vapor de água na atmosfera mudar de estado e de se formarem gotículas de água e partículas de gelo, que se tornam visíveis. Salienta-se que as nuvens que se observam no céu estão num constante estado de evolução e que é difícil a sua classificação. No quadro 7.2 são apresentados os géneros principais de nuvens, que foram subdivididos em relação à altura (distância vertical entre o ponto de observação e o nível do ponto considerado).

De seguida são apresentadas algumas das características das nuvens, segundo Retallack (1970), Schaefer e Day (1981) e Whiteman (2000), que ajudam a identificar as nuvens (Figs. 7. 4 e 7.5):

- Cirros - são nuvens isoladas que constituem faixas estreita e brancas;
- Cirrocúmulos - camada delgada de nuvens brancas, sem sombras próprias;
- Cirroestratos - véu nebulosos transparente ou esbranquiçado, de aspecto fibroso, que cobre total ou parcialmente o céu, e pode produzir fenómenos de halo;

Quadro 7.2 – Tipologia das nuvens (segundo Whiteman, 2000).

Tipo de nuvens	Altura das nuvens		
	Baixas	Médias	Altas
Estratos	Estratos	Altoestratos	Cirroestratos
Cúmulos	Cúmulos	Altocúmulos	Cirrocúmulos
Mistas	Estratocúmulos		
Fibrosas			Cirros
Cúmulos de elevado desenvolvimento vertical	Cúmulos em torre Cumulonimbos		
Precipitação sem relâmpagos	Nimbostratos		

Cúmulos - vista de Sul para o Piornal

Estratocúmulos – vista da Nave de Santo António para os Cântaros

Nimbostratos – Fraga das Penas

Altostratos – Cântaro Gordo

Torre de cúmulos (estendem-se pela baixa e média atmosfera) – vista de Sul para o Planalto da Torre

Cumulonimbos – vista do Alto da Torre de NE.

Figura 7.4 – Exemplos de tipos de nuvens observadas na Serra da Estrela.

Cirrostratos – vista da Lagoa Seca para NW

Cirros

Estratos – vista do vale do Zêzere para o planalto da Torre.

Altocúmulos – vista para oeste do Cume.

Cirrocumulos – no Curral da Nave

Figura 7.5 – Exemplos de tipos de nuvens observadas na Serra da Estrela.

- Altocúmulos - camada de nuvens brancas ou cinzentas, com sombras próprias.
- Altostratos - camada de nuvens acinzentadas de aspecto estriado que cobre parcialmente o céu;
- Nimbostratos - camada nebulosa cinzenta, muita vezes sombria, que oculta o Sol;

Vista para o Alto da Torre de NE (Poios Brancos)

Vista para o Alto da Torre de N.

Figura 7.6 – Desenvolvimento de nuvens convectivas no Alto da Torre num dia quente de Verão.

- Estratocúmulos - camada de nuvens cinzenta ou esbranquiçada constituída por massas globulares;
- Estrato - camada nebulosa geralmente cinzenta de base uniforme, e quando se vê o Sol os seus contornos são nítidos;
- Cúmulos - nuvens separadas, densas e de contornos nítidos, que se desenvolvem verticalmente;
- Cumulonimbos - nuvens densas e fortes de grande extensão vertical, que podem ter a forma de torre ou de montanha.

h) As nuvens convectivas

Na Serra da Estrela em dias quentes e com vento fraco é possível observar ao longo da tarde, a formação de **nuvens convectivas.** Com o aquecimento das vertentes ao longo da tarde, geram-se fenómenos convectivos, que podem mesmo favorecer a ascensão das massas em deslocamento em direcção à serra. Verifica-se a formação e desenvolvimento dos cúmulos, quer em densidade, quer em extensão vertical. No máximo térmico, quando as vertentes libertam mais calor, podem formar-se cumulonimbos, que podem gerar trovoadas acompanhadas de precipitação no final do dia (Fig. 7.6).

i) Nuvens lenticulares

Outro tipo de nuvens que também é possível observar no Alto da Torre são as **lenticulares** (Fig. 7.7). Tratam-se de altocumulos lenticulares que surgem nos interflúvios culminantes, ou a sotavento das montanhas, e que se situam no topo das ondas estacionárias. Como já foi referido em e) quando o fluxo do vento é forte formam-se ondas estacionárias (*lee waves*), às

Figura 7.7 – Nuvens lenticulares no Alto da Torre.

quais estão associadas nuvens. Nas cristas das ondas, o ar circula continuamente através da nuvem, dando-se a condensação à medida que este sobe a crista da onda, e a evaporação à medida que a desce. Tratam-se de nuvens associadas a ventos fortes.

j) O efeito de Föhn

Quando as situações sinópticas são favoráveis ao desenvolvimento dos efeitos mecânicos e termodinâmicos que a topografia induz no fluxo do vento, podem ocorrer ventos que descem a vertente a sotavento. Tratam-se de ventos com carácter regional e, dada a sua elevada frequência de ocorrência são-lhes atribuídas diferentes designações regionais, das quais as mais conhecidas são o **Föhn** (Alpes), o Chinook (Montanhas Rochosas, EUA) e o Bora (Alpes Dináricos).

O Föhn inicia-se com a ascensão forçada de uma massa de ar, quando esta encontra uma montanha (Figs. 7.8 e 7.9). Caso a massa de ar não esteja saturada, vai arrefecer segundo um gradiente de cerca de -0,9ºC/100 m até atingir o nível de condensação (Barry, 1992). A partir

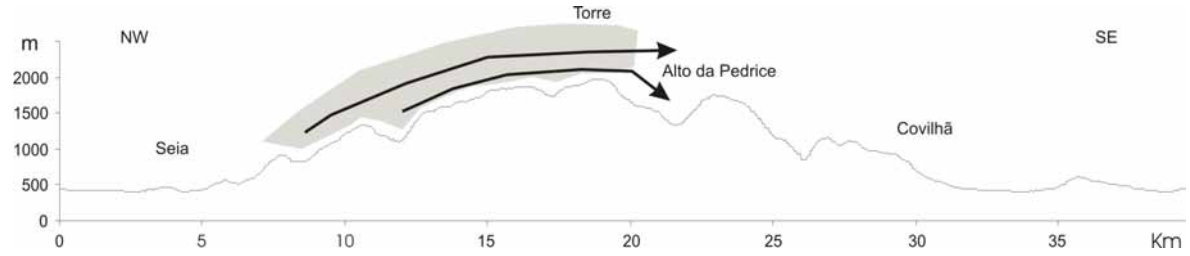


Figura 7.8 – Representação do efeito de Föhn na Serra da Estrela, com a ascensão das massas de ar húmidas de Oeste ao longo do flanco ocidental da Serra.

Figura 7.9 - Vista de NE (Poios Brancos) para o Planalto da Torre, onde se observa uma cobertura nebulosa que cobre o interflúvio e que representa o efeito de Föhn.

daí, existem condições teóricas para a formação de nuvens e o arrefecimento associado à redução da pressão atmosférica, origina a mudança de fase do vapor de água, e consequentemente a libertação de calor latente de condensação. Este mecanismo resulta numa redução da temperatura mais lenta, segundo uma compressão adiabática de 0,9ºC/100 m. Este processo resulta num rápido aumento da temperatura a sotavento, a partir do momento em que se inicia a descida da massa de ar.

7.2.2. Cântaro Magro (LIC 2) - Unidades de paisagem no Covão Cimeiro

No âmbito do Projecto Estrela foi estudada a área de pormenor do Covão Cimeiro, no que diz respeito à relação entre as características geomorfológicas, climáticas e fitossociológicas[21]. Como resultado do estudo foram definidas 4 **comunidades fitogeográficas**: comunidades de planalto; de vertente sombria, vertente soalheira e outras comunidades. Nas comunidades de planalto, desenvolvem-se comunidades em áreas de

[21] O trabalho foi desenvolvido em colaboração com o geomorfólogo Gonçalo Vieira e o com o botânico Jan Jansen.

declive suave a elevada altitude, e por isso recebem elevada insolação e têm uma forte exposição ao vento. As formações vegetais são de porte herbáceo ou arbustivo baixo, de forma a responderem às condições ambientais extremas. Podem-se encontrar as seguintes classes: *Lycopodio – Juniperetum typicum, Campanulo - Festucetum + Galio – Nardetum, Festuca + Agrostis + Jasiono – Minuartietum, Festuca sp.* + Veg. *Plantago alpina, Jasiono – Minuartietum* e complexos de turfeiras de *Juncus squarrosus – Sphagnum* e *Carex iberica* (Ferreira *et al*., 2003, p.109). As comunidades de vertente sombria têm exposições no Covão, que variam entre Oeste e Nordeste. No Covão existem muitas áreas que ficam à sombra durante longos períodos devido à existência de obstáculos aos raios solares, como o Cântaro Magro. A distribuição destas comunidades em áreas de sombra, deve relacionar-se com uma maior disponibilidade hídrica ao nível do solo. Este grupo inclui *Galio – Nardetum, Lycopodio – Juniperetum saxifragetosum*, Veg. *Saxifraga stellaris + Potentillo – Callunetum, Sileno – Luzuletum, Campanulo – Festucetum, Festuca sp.* + Veg. *Silene elegans* e *Leontodonto – Dryopteridetum e Lycopodio – Juniperetum + Jasiono – Minuartietum* (Ferreira *et. al*., 2003, p.109). As comunidades de vertente soalheira, existem em áreas com elevada insolação, que surgem em posição mais abrigada do que nos planaltos, e com temperaturas máximas mais elevadas. Existem também comunidades que correspondem a situações de recuperação após incêndio. Estão incluídas as seguintes comunidades: *Lycopodio – Juniperetum cytisetosum*, Veg. *Genista florida*, *Teucrio – Echinospartetum* e *BC Cytision oromediterraneus* (var. *Erica arborea*), *BC Cytision oromediterraneus* (var. típica; Ferreira *et. al*., 2003, p.110). Por último surgem as "outras comunidades" cuja exposição é explicada por outras variáveis. *Potentillo – Callunetum, Lycopodio – Juniperetum juncetosum* e Complexo de turfeiras são classes ligadas a ambientes com mais húmidade edáfica, *Galio – Nardetum* + Veg. *Agrostis castellana* e *Agrostis castellana + Triseto – Agrostion + Campanion – Nardion* a uma elevada disponibilidade em água, mas a uma boa drenagem (Ferreira *et. al*., 2003, p.110).

Figura 7.11 – Sincelos no anemómetro da estação meteorológica situada no Alto da Torre, no Inverno de 2000.

7.2.3. Planalto do Alto da Torre (LIC 3)

Na estrada do Alto da Torre para a Lagoa Comprida, podem-se observar os tipos de nuvens e a morfologia da Serra, mas durante o Inverno pode observar-se também a neve e os **sincelos**.

a) Sincelos

Durante alguns dias de Inverno, seguindo episódios com temperaturas negativas e nevoeiro, é possível observar sincelos na vegetação e postes ao longo da estrada. Estes constituem depósitos de gelo, produzidos pelo congelamento rápido de gotículas muito pequenas de água em sobrefusão. Estas podem depositar-se junto ao solo ou em objectos, principalmente nos lados expostos ao vento, ou sobre as arestas, formando acumulações de gelo em bandeira, que crescem para barlavento (Fig. 7.11).

b) Distribuição da neve no planalto

A neve é frequente na Serra da Estrela no Inverno e a sua espessura aumenta, em geral, com a altitude, embora existam variações locais, devido à topografia, à influência do vento e a incidência da radiação solar. Com base em observações de campo, verificou-se que quando a fusão da neve apresenta um padrão mais regular em função da altitude, trata-se de um controlo exercido pela pluviosidade, isto é dominam as condições de instabilidade atmosférica. No caso de, após a queda de neve, dominarem situações de elevada insolação, o padrão da distribuição da neve vai ser influenciado pela topografia. Esta, e em particular o declive e a exposição explicam então as principais diferenças espaciais na distribuição da neve na montanha. Por exemplo, a exposição ao quadrante Norte, contribui para a

Figura 7.12 – Nevoeiro de irradiação nos vales que contactam com a Serra a ocidente, visto a partir do vale da Loriga.

manutenção da neve por períodos mais longos, uma vez que a radiação solar directa é também inferior. Um outro aspecto é o resultado da acção do vento sobre topografias irregulares, que contribui para diferentes taxas de acumulação e redistribuições muito significativas da neve. Esta terá tendência para se acumular preferencialmente em áreas deprimidas, e a sotavento dos obstáculos, e para sofrer deflacção a barlavento e nos locais de relevo convexo (Yoshino, 1975).

7.2.4. Lagoa Comprida (LIC 4)

Neste ponto de observação também se podem observar os tipos de nuvens e a morfologia da Serra. Em manhãs de estabilidade atmosférica é possível observar o **nevoeiro** de irradiação nos fundos de vale a ocidente da Serra. Pode-se ainda estudar a informação de natureza paleoclimática reflectida no magnífico modelado glaciário do local.

a) Nevoeiro

Em manhãs com estabilidade atmosférica é possível observar nos fundos de vale nevoeiro de irradiação. O nevoeiro corresponde à suspensão de gotículas pequeninas de água na atmosfera, que reduzem a visibilidade. O nevoeiro de irradiação, forma-se em noites calmas de céu limpo, sob um terreno húmido, como resultado do balanço entre o arrefecimento radiativo nocturno, e o aquecimento turbulento do ar junto à superfície. Este tipo de nevoeiro é frequente formar-se perto do amanhecer, quando o arrefecimento nocturno é máximo e a humidade relativa, também atinge o máximo (Fig. 7.12). A sua dissipação envolve um estádio

intermédio em que o nevoeiro forma um baixo estrato. O nevoeiro dissipa-se algumas horas depois do nascer do Sol, devido ao elevado **albedo** do topo, e por turbulência junto à superfície, que é resultado do aquecimento das vertentes, ou então porque o vento fica mais forte.

b) Modelado glaciário e os paleoclimas

Os vestígios de climas mais frios na Serra da Estrela são visíveis na influência da **glaciação** na paisagem. A acção erosiva dos glaciares fez-se sentir especialmente nas margens dos planaltos e ao longo dos vales glaciados, e foi responsável por afeiçoar o substrato, dando origem a vários testemunhos, como: os covões glaciários, as rochas aborregadas, os dorsos de baleia e várias microformas. A localização dos circos glaciários, nomeadamente a sua exposição preferencial a Nordeste e Leste, permite inferir sobre a importância das condições de insolação, que é menor para essas exposições, e do transporte nivo-eólico, predominante de Oeste para Este, que foi responsável por varrer a neve a Oeste, e por a acumular a Este. Surgem ainda outros testemunhos da presença de glaciares nos limites dos planaltos, abaixo dos 1650m e nos altos vales, e que consistem em acumulações morénicas (Vieira, 2004).

7.2.5. Pousada de São Lourenço (LIC 5)

No miradouro da Pousada de São Lourenço em manhãs calmas é possível observar o nevoeiro de irradiação no vale do Zêzere e a evolução das inversões térmicas.

Em dias com céu limpo e vento fraco, a **drenagem de ar frio** pode iniciar-se 40 a 60 minutos antes do ocaso. O ar frio formado nas áreas a maior altitude é drenado ao longo das vertentes porque é mais denso, e quando se concentra numa área deprimida pode conduzir à formação de **inversões térmicas** bem desenvolvidas e intensificadas pela topografia, designadas lagos de ar frio (Nakamura, 1989, Kuwagata e Kimura, 1995). À medida que a noite avança, os **lagos de ar frio** podem tornar-se maiores, chegando mesmo a atingir cerca de 1/3 da altura das vertentes (Yoshino, 1975). A espessura dos lagos de ar frio pode chegar a 500 m em apenas 3 a 5 horas após o ocaso (Whiteman, 2000).

No entanto a drenagem de ar frio não é contínua, mas antes, suave e irregular (Fallot *et al*., 1989), ocorrendo oscilações na velocidade do fluxo devido ao aquecimento adiabático, pois à medida que o ar desce, aquece e a sua velocidade diminui. O carácter intermitente do escoamento de ar frio ao longo das vertentes foi verificado por Nakamura (1989) e em Portugal por Lopes (1995). A este efeito, deve-se adicionar a influência causada por obstáculos no percurso (Yoshino, 1975; Oke, 1995 e Lopes, 1995 e 1998). É de notar que nos

Figura 7.13 – Inversão térmica no fundo do Vale do Zêzere, em Manteigas. É visível o topo da inversão que coincide com o limite superior do nevoeiro de irradiação e de fumo das lareiras, que não consegue ultrapassar o topo da inversão.

momentos em que o arrefecimento radiativo se torna mais intenso o ar pode voltar a mover-se mais depressa (Simpson, 1994). Neste sentido Geiger (1961) citando Nitze (1936) refere que quando o ar frio corresponde a uma película fina, escoa mais devagar, mas se a sua espessura aumenta, escoa mais rapidamente.

Podem existir vários ciclos de ar frio, um primeiro antes da meia-noite, seguida de mais duas ou três até ao nascer do sol. A última vaga de drenagem é a responsável pela temperatura mínima, que ocorre entre as 5 e as 7h da manhã (Yoshino, 1975).

Associado ao carácter intermitente da drenagem de ar frio, forma-se nas vertentes um sector de temperaturas nocturnas mais elevadas, que pode constituir uma banda contínua à volta do vale, e que, por isso, se designa por cintura térmica (Oke, 1987). Acima da cintura térmica, a temperatura diminui com o aumento da altitude, enquanto o sector inferior da cintura corresponde ao topo da inversão térmica.

A partir do nascer do Sol, e à medida que a radiação solar incidente aumenta e excede as perdas radiativas, o calor sensível é transferido do solo para o ar. Assim, o ar junto às vertentes fica mais quente do que o ar no centro do vale, o que cria um fluxo anabático, que sobe as vertentes porque é mais quente. Esse aquecimento leva ao desaparecimento do lago de ar frio, pois os fluxos anabáticos removem o ar estável da base do vale (Oke, 1987). Salienta-se ainda que, a inversão térmica também é destruída pela base, como resultado do aquecimento do solo. Podem então formar-se nevoeiro e nuvens estratiformes; contudo, com o avançar da manhã, o aquecimento das vertentes contribui para dissipar a nebulosidade (Fig. 7.13). A drenagem de ar frio é interrompida 30 a 40 minutos antes do sol nascer nas vertentes expostas a SE no hemisfério norte, e só depois do sol nascer nas expostas a N e NE.

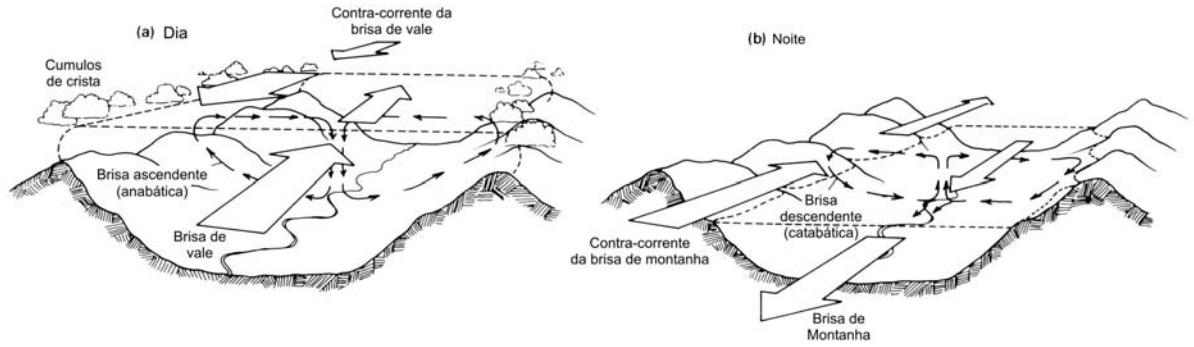


Figura 7.14 – Sistema de ventos diurnos (a) e nocturnos (b) nas áreas de montanha (Oke, 1987, p. 178).

7.2.6. Vale do Zêzere a montante de Manteigas (LIC 6)

Neste ponto de observação, em dias de céu limpo e vento regional fraco é possível testemunhar ao longo do dia a presença das brisas de montanha e de vale, bem como os ventos catabáticos e anabáticos de vertente. Tratam-se de ventos de origem térmica relacionados com os regimes radiativos das vertentes e dos vales. Neste ponto é também referido também um exemplo do estudo da evolução da temperatura do ar no vale do Zêzere.

a) Os sistemas de brisas diurnos

Os ventos diurnos nas montanhas são produzidos por diferenças de temperatura, e sopram das áreas com temperaturas mais elevadas e com pressão mais elevada, para as áreas de temperaturas mais baixas e de menor pressão.

No esquema clássico da génese de uma **brisa de vale**, durante o dia o sol aquece primeiro a base das vertentes e o fundo de vale. O ar que contacta com essas superfícies também aquece e atinge uma temperatura superior à do ar suprajacente do centro do vale (Fig. 7.14-a). Como resultado, cria-se um fluxo anabático, que sobe as vertentes e que forma uma célula fechada, uma vez que quando chega ao topo da vertente, volta a dirigir-se para o centro do vale. A velocidade do vento anabático é de 2 a 4 m/s, atingindo os valores máximos cerca de 20 a 40 m acima da superfície, quando o atrito é menor. Esta ascensão ao longo das vertentes pode levar à formação de nuvens convectivas próximo da crista das vertentes. Por sua vez, o ar nos vales, ao aquecer expandam-se verticalmente. Como resultado forma-se uma brisa de vale que sopra das terras mais baixas para as de maior altitude. O fluxo criado escoa ao longo do eixo do vale e só ocorre quando o vento regional é fraco. A brisa de vale é compensada em altitude por uma contra-corrente, formando uma célula fechada. É de notar que, acima da contra-corrente da brisa de vale, prevalecem ventos relacionados com a circulação sinóptica

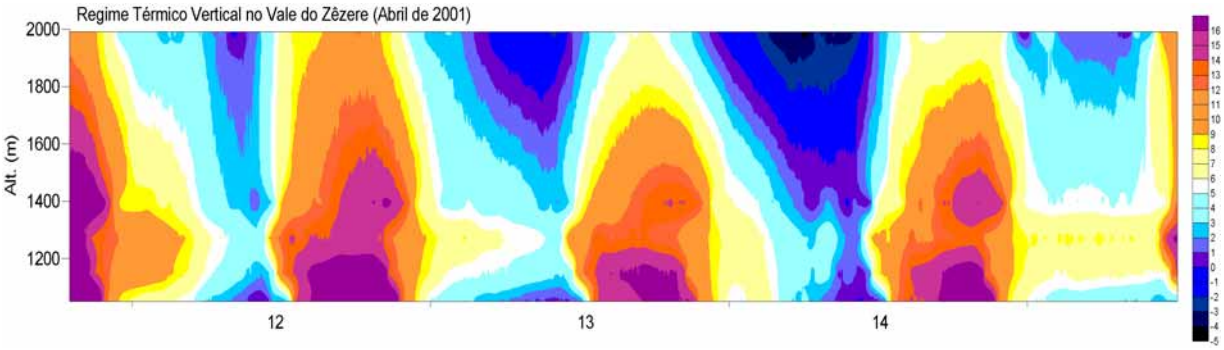


Figura 7.15 – Variação da temperatura do ar no vale do Zêzere entre 11 e 15 de Abril de 2001.

regional, pelo que o clima dos vales é em larga medida condicionado pelas características locais (Geiger, 1962; Yoshino, 1975; Oke, 1987; Barry, 1992 e Simpson, 1994).

A velocidade da brisa de vale atinge o máximo por volta das 14 horas, quando o aquecimento do vale é maior. Salienta-se que os ventos que sobem as vertentes formam-se sempre primeiro, sendo depois seguidos pela brisa de vale (Geiger, 1961 e Simpson, 1994).

b) Os sistemas de brisas nocturnos

Em situações de estabilidade atmosférica, durante a noite, o regime dos ventos nos vales inverte-se em relação ao dia (Barry *et al*., 2003). Isso deve-se ao arrefecimento radiativo das vertentes e dos interflúvios, que dá origem à drenagem de uma fina camada de ar frio e denso, que se desloca dos locais mais elevados para as depressões e vales, dando por isso, origem a ventos que descem as vertentes (Fig. 7.14-b). São ventos com velocidades de 2 a 3 m/s, que aumenta com o aumento do declive das vertentes e também à medida que aumenta a espessura da camada de ar frio. A combinação de todos os fluxos drenados em direcção ao eixo do vale denomina-se **brisa de montanha**. Trata-se de um fluxo que se dirige para as partes mais baixas, indo substituir o ar quente do fundo de vale, que é mais leve. A velocidade máxima da brisa de montanha ocorre imediatamente antes do nascer do Sol, porque é a altura em que o arrefecimento é máximo. Do mesmo modo que na circulação diurna, á medida que o ar frio é drenado para as áreas mais baixas é substituído por uma corrente de retorno, que forma uma circulação fechada. Acima da contra-corrente existe uma camada que faz a transição para o nível sinóptico.

c) Inversões térmicas no vale

Entre 11 e 15 de Abril de 2001 foram registadas as temperaturas do ar em intervalos de 5 minutos no vale do Zêzere. Durante esses dias a situação meteorológica foi de estabilidade atmosférica. A figura 7.15 representa a variação da temperatura, seguindo um perfil vertical

no vale do Zêzere. Para a elaboração da figura ordenaram-se os postos altitudinalmente, e procedeu-se à interpolação das temperaturas do ar.

Em geral, durante o dia, a temperatura do ar diminuiu com a altitude e, durante a noite encontra-se mais frio o fundo de vale, do que a Torre. Podendo ocorrer uma cintura térmica, com temperaturas mais elevadas, a meia vertente. Acima da cintura térmica regista-se novamente a diminuição da temperatura com a altitude. Neste conjunto de dias, a temperatura variou entre -5ºC e 16 ºC. Tal como já foi referido as áreas mais quentes durante o dia foram os fundos de vale, e a mais fria foi a Torre. É entre as 17h30min e as 18h que o topo do interflúvio está mais frio do que o fundo de vale, e que a diferença atinge o valor máximo, que pode ir até 12ºC. A hora em que a diferença de temperatura entre a Torre e fundo de vale foi mais elevada foi entre as 9 e as 9h30min, e a diferença pode ir até 5ºC. Durante a noite o posto mais frio foi o da Torre, mas o posto de fundo de vale (Zêzere -ASE), de madrugada, entre as 6h e às 9h30min teve uma temperatura mais baixa.

Para analisar com maior detalhe os diferentes regimes térmicos em função da hora do dia, escolheu-se o dia 12 de Abril, porque foi o que registou uma variação mais regular da temperatura do ar. São aqui apresentadas as horas com inversão térmica e a hora da temperatura máxima. Para exemplificar a existência de inversões térmicas, escolheu-se as 7h20min, quando o fundo de vale está mais frio (-0,1ºC) do que a Torre, o que corresponde a um aumento de 0,2ºC/100m (Fig. 7.16). Essa variação da temperatura com a altitude não é regular visto que existe uma cintura térmica e a amplitude da temperatura entre o fundo de vale e o topo da inversão é de 3ºC. A esta hora, nota-se o arrefecimento, em especial no vale, pois na área alta a temperatura não sofreu variação significativa.

O aumento progressivo da temperatura do ar ao longo da manhã no vale do Zêzere, mantém-se até às 14h15min, altura em que todo o vale recebe radiação solar directa, mas a vertente exposta a Oeste começa a receber uma maior intensidade da radiação solar, devido à altura do Sol, o que se vai reflectir no facto de a temperatura na Lagoa Seca ser igual à da Estrada Florestal, apesar de estar a maior altitude (Fig. 7.17). A esta hora a temperatura no vale diminui com a altitude, em cerca de -0,7ºC/100m

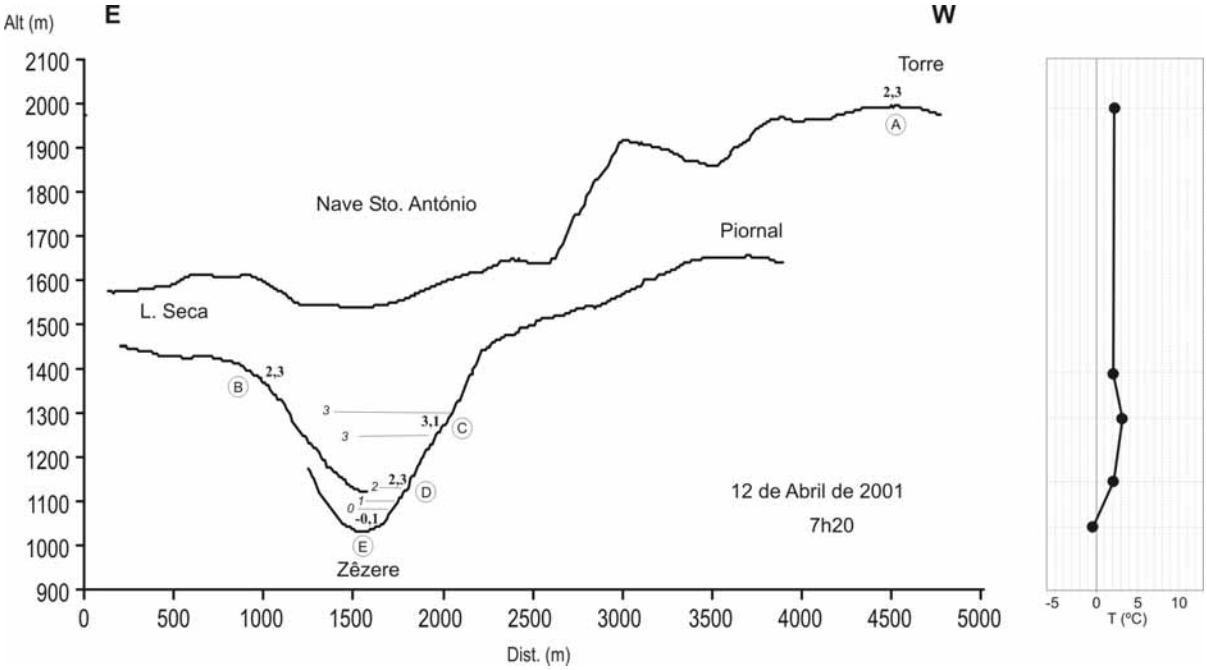


Figura 7.16 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às 7h20min do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A - Torre, B - Lagoa Seca, C - Zêzere estrada florestal, D - Zêzere meia vertente e E - Vale do Zêzere-ASE.

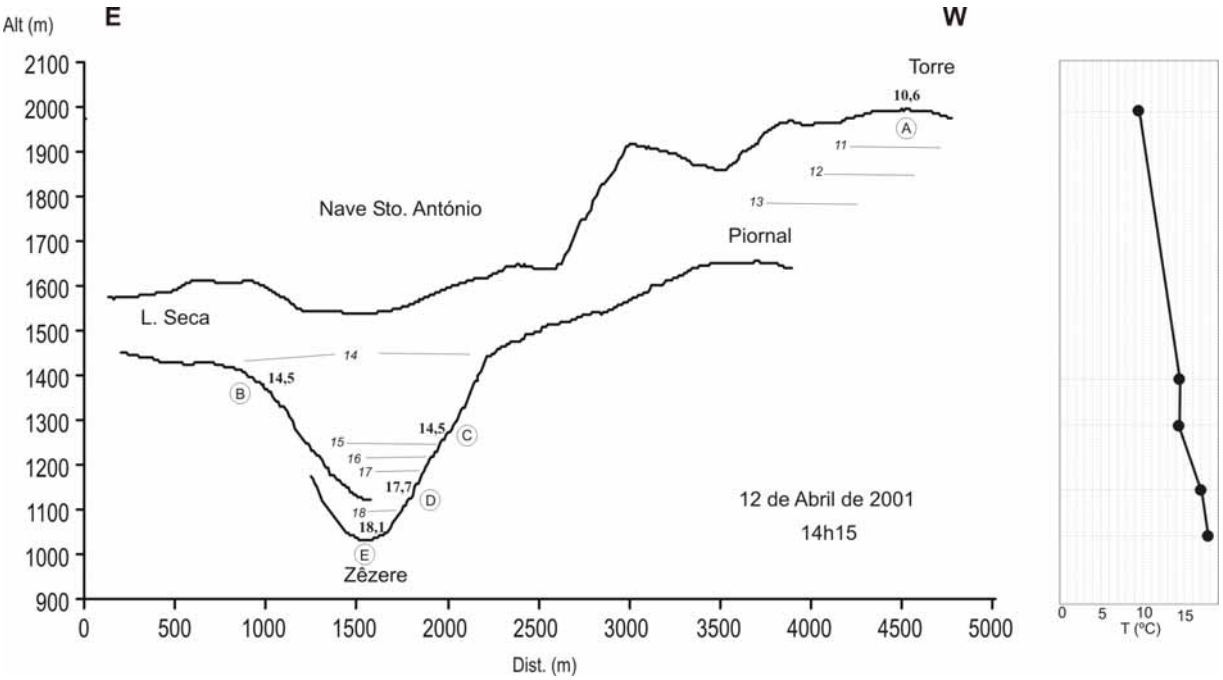


Figura 7.17 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às 14h15min do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A - Torre, B - Lagoa Seca, C - Zêzere estrada florestal, D - Zêzere meia vertente e E - Vale do Zêzere-ASE.

7.2.7. Circos glaciários – Covão Cimeiro (LIC 7)

A morfologia dos circos glaciários é particularmente interessante para estudar a sua influência no clima local (Fig. 7.18). Para ilustrar esse aspecto é apresentado o trabalho realizado no Covão Cimeiro. Os circos são também testemunhos da acção da erosão glaciária e os seus fundos deprimidos podem estar ocupados por turfeiras que são arquivos naturais acerca da evolução da vegetação, e consequentemente do clima que se fez sentir no passado.

a) O Covão Cimeiro

Entre Janeiro e Julho de 2000 estiveram a registar no fundo do Covão Cimeiro e no topo do interflúvio (Cântaro Gordo) dois postos de medição da temperatura do ar, que registaram em intervalos de 2h (Figs. 7.18 e 7.19). A partir dos dados foi estudado o regime da temperatura diária do ar no fundo do circo glaciar e no interflúvio, e foram identificados 9 tipos de regime, nos quais se deu ênfase na identificação de dias com temperatura mais baixa no fundo do vale glaciar. Os padrões permitiram a caracterização de dias com inversão de temperatura. Observou-se que estes tinham durações diárias, e intensidades diferentes e que existia um padrão na distribuição anual. A intensidade máxima da inversão observada foi de 9ºC, e a temperatura mínima registada durante o período de estudo foi de -17ºC, no fundo do

Figura 7.18 – Vista para os circos glaciários do Covão da Ametade e Covão Cimeiro. Observa-se também o interflúvio do Cântaro Magro.

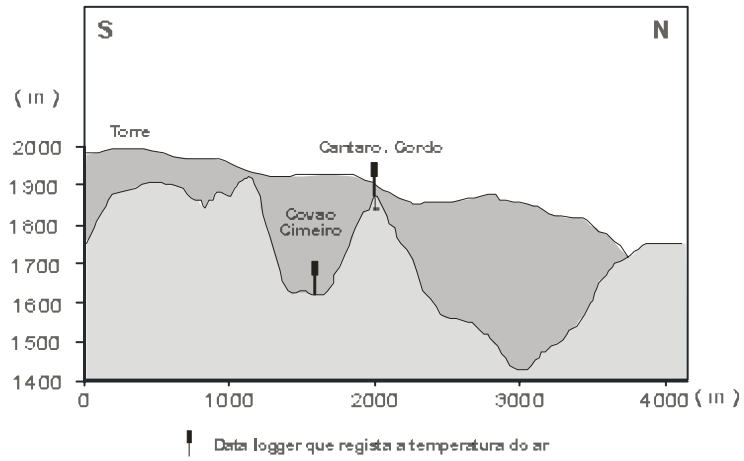


Figura 7.19 - Localização dos postos termométricos do Cântaro Gordo e do Covão Cimeiro.

circo. É salientar que há mesma hora foi registado -9ºC no interflúvio adjacente.

Da análise resultou que as condições de estabilidade são fundamentais para a acumulação de ar frio, e estas foram identificadas através de parâmetros atmosféricos que dão indicações da estabilidade atmosférica: como a fraca velocidade do vento e a pouca nebulosidade. Para além dos parâmetros atmosféricos, foram estudados outros factores relativos à topografia e à insolação, que têm um papel importante na duração e no desenvolvimento de situações mais frias no fundo do circo (mesmo durante o dia). A relação entre aqueles dois últimos factores, é notória em dias próximos do Solstício de Inverno, em que o fundo do circo está há sombra durante quase todo o dia e a temperatura do ar mantêm-se baixa mesmo durante a tarde. No entanto, à medida que o ano avança, a insolação no fundo do circo vai aumentando e o ar no fundo do circo aquece o suficiente para ter uma temperatura superior à registada no topo do circo. No Inverno o fundo do circo mantêm-se geralmente mais frio durante o dia do que o interflúvio, e por outro lado no Verão normalmente a inversão desaparece, pelo menos durante a tarde. Entre as duas situações existem vários regimes de transição, por exemplo existe um padrão, em que a temperatura no fundo do circo é superior à do topo só ao meio-dia. Trata-se de um caso interessante em que, um aquecimento momentâneo é seguido por arrefecimento no início da tarde, o que sugere a existência de uma fonte de ar frio mesmo durante o dia. A origem deste ar frio está provavelmente ligada ao facto de as paredes do circo estarem sazonalmente congeladas, uma vez que estão à sombra (Vieira, 2005), contribuindo por isso para fornecer ar frio ao circo mesmo durante o dia.

b) A palinologia

O estudo das **turfeiras** na Serra da Estrela, situadas em áreas deprimidas nos covões glaciários e de outras concavidades de origem glaciária, permitem a reconstituição da evolução da vegetação **holocénica**, bem como das condições climáticas, em especial após o retrocesso glaciário.

Os trabalhos realizados por Janssen, Woldringh, Van der Knaap e Van Leeuwen (ver Vieira, 2004), tiveram como objectivo reconstituir a história da vegetação dos andares serranos de várias montanhas da Europa, estando entre elas a Serra da Estrela. As análises polínicas realizadas em várias turfeiras da Serra da Estrela permitiram reconstituir a história da vegetação e as oscilações climáticas associadas, entre *ca*. 14,8 e *ca*. 9,5 cal. ka BP, período que corresponde à transição entre o Plistocénico e o Holocénico. Os resultados são sintetizados em Vieira (2004), e deles salienta-se:

- há 14 800 cal. yr. BP os glaciares ainda ocupavam a cabeceiras dos vales.
- entre 14 800 e 14 270 cal. yr. BP o clima ainda era fresco e seco, com escasso crescimento da vegetação;
- entre 14 270 e 14 100 cal. yr. BP o clima era mais quente e húmido, verificando-se uma rápida sucessão de espécies pioneiras;
- entre 14 100 e 14 060 cal. yr. BP houve um ligeiro arrefecimento do clima;
- entre 14 060 e 12 850 cal. yr. BP o clima era mais quente e húmido, com bosques abertos entre 1400 e 1600m de altitude e formações fechadas, mas sem árvores a 1850m;
- entre 12 850 e 12 435 cal. yr. BP as temperaturas desceram, e o clima tornou-se mais seco, o que se traduziu numa redução dos bosques abertos;
- entre 12 435 e 11 875 cal. yr. BP o clima tornou-se mais seco e dá-se uma maior abertura da vegetação.
- entre 11 875 e 11 630 cal. yr. BP o clima ficou mais quente, e mais húmido e houve expansão dos arrelvados e dos matos;
- entre 11 630 e 11 490 cal. yr. BP o clima tornou-se mais quente e húmido, resultando numa expansão dos bosques abertos e das florestas de *Quercus* nas altitudes inferiores.

Outros trabalhos dos mesmos autores (Van der Knaap e Van Leeuwen, 1994), para o Holocénico (últimos 10 mil anos), referem que a partir de 5 585 BP houve aumento da actividade humana, que se tornou o principal factor da dinâmica da floresta, suprimindo o

sinal climático. Em 3 325 BP inicia-se a **desflorestação** da Serra, primeiro aos 1400m de altitude, e posteriormente, subindo progressivamente até chegar 1750m há 2 765 anos BP. Registaram-se várias fases de desflorestação, mas a destruição final das florestas ocorreu, entre 845 e 620 BP. Há 340 anos BP regista-se uma fase de erosão maciça dos solos, como resultado do pastoreio intensivo.

7.2.8. Lagoa Seca (LIC 8)

A Lagoa Seca localiza-se numa portela que separa o Vale do Zêzere do Vale de Beijames, que apresenta uma ampla acumulação de blocos morénicos, constituindo várias cristas bem definidas. Entre as cristas morénicas, encontra-se uma bacia mal drenada e de cariz plano, que fica inundada no Inverno, mas que seca no Verão. Trata-se de uma turfeira incipiente, que permite compreender as condições de acumulação de restos vegetais nos locais mal drenados da serra. Foram turfeiras semelhantes a esta, que foram analisadas para reconstituir a evolução da vegetação na Serra (ver LIC 7).

A partir da Lagoa Seca é possível observar o efeito de Föhn nos dias em que massas de ar húmido avançam de oeste, subindo a serra, e voltando a descer do lado oriental do Planalto da Torre – Penhas Douradas (ver LIC 1).

7.2.9. Penhas da Saúde (LIC 9)

No Planalto das Penhas da Saúde (1510m) existiu uma estação meteorológica até 1983, que registava elevados quantitativos de precipitação, mesmo superiores a outra estação situada a maior altitude, no Planalto Ocidental (Lagoa Comprida - 1604m). Com a mesma tendência, a estação da Covilhã (745m) situada no flanco oriental da Serra, regista elevados quantitativos de precipitação, relativamente à altitude a que se situa. Os registos de postos udométricos apontam, também, para quantitativos mais elevados de precipitação no planalto oriental. Daveau *et al.* (1977) estudaram a distribuição da precipitação na Serra e apontam para a importância da influência da topografia na direcção dos fluxos. Assim, para fluxos de Oeste e de Sudoeste, as Penhas da Saúde seriam um local de covergência, o que contribuiria para maior convecção e precipitação mais elevada. Já na Lagoa Comprida, haveria divergência do fluxo, o que iria contribuir para menores quantitativos de precipitação. Nas análises efectuadas no presente trabalho verificou-se que os fluxos frontais de Sudoeste e de Oeste são os responsáveis pelos elevados quantitativos de precipitação na serra, sendo os episódios de Sudoeste causadores das elevadas precipitações do sector oriental, e os episódios de Oeste, geradores de maior precipitação no sector ocidental.

Figura 7.20 – Nevoeiro de irradiação na Cova da Beira observado da Varanda dos Carqueijais.

7.2.10. Varanda dos Carqueijais (LIC 10)

No miradouro da pousada da Varanda dos Carqueijais é possível em manhãs húmidas de céu limpo e vento fraco, observar a ocorrência de nevoeiro de irradiação na Cova da Beira (Fig. 7.20 - ver LIC 4-a).

CONCLUSÃO

Apesar de se tratar da montanha mais alta de Portugal, e de uma região que tem atraído muitos geógrafos, geólogos e botânicos, é difícil compreender as razões pelas quais a Serra da Estrela nunca foi, até agora, objecto de um detalhado estudo climático. Efectivamente, foram muito poucos os investigadores que estudaram o clima da Estrela, correspondendo os maiores investimentos aos trabalhos de Suzanne Daveau, que estudou as precipitações intensas, os padrões de precipitação e da temperatura, aquando da elaboração dos mapas da distribuição da precipitação em Portugal em 1977, dos contrastes térmicos em 1985; S. Daveau voltou à análise da temperatura do ar, mas visando objectivos de índole geomorfológica, no final dos anos 70. No mesmo sentido, António de Brum Ferreira, em 1985, estudou as temperaturas do ar e do solo nas Penhas Douradas, em curtos períodos frios de Inverno. Outros autores, como José Eduardo Ventura, usaram os dados das temperaturas das estações meteorológicas da Estrela, nos trabalhos acerca da distribuição das temperaturas à escala do país, os quais foram sendo retomados frequentemente para a caracterização climática daquela montanha. Contudo, não existe um esforço continuado para melhor conhecer o clima da Serra da Estrela, mesmo considerando que é aí que se localiza a mais alta estação meteorológica de Portugal, e que, durante 30 anos e até meados dos anos 1980, funcionaram simultaneamente 3 estações de altitude.

Em síntese, pode dizer-se que os trabalhos efectuados visaram, essencialmente, objectivos mais amplos, como a elaboração de estudos à escala do país, ou então estavam direccionados para ramos da ciência, em que a climatologia era usada de forma auxiliar. O panorama geral, era portanto, de uma grande lacuna no conhecimento acerca das condições climáticas da Serra da Estrela, e ainda maior no que respeita à sua diversidade topoclimática. Foi esta uma das razões que nos levou a optar pela presente investigação. Não haverá, provavelmente, montanha mais interessante a este nível em Portugal. Além disso, o **potencial de aplicação dos conhecimentos** obtidos neste trabalho é bastante grande, pois trata-se de um Parque

Natural, afectado por uma enorme pressão de turistas, a maior parte dos quais visa a procura de um elemento directamente ligado ao clima – a neve.

Partindo dos escassos estudos pré-existentes, o objectivo desta dissertação é de **contribuir para o conhecimento das características do clima regional da Serra da Estrela,** e estudar de modo mais detalhado **os climas locais e a sua dinâmica**. No que respeita ao clima regional, estudou-se a distribuição geral da precipitação e as características da temperatura, dando ênfase ao importante efeito exercido pela altitude da massa montanhosa, em contraste com a das áreas baixas envolventes. No que diz respeito à precipitação, persistiam dúvidas sobre as causas dos elevados valores anuais registados no Planalto das Penhas da Saúde, problema já explorado por Daveau (1977): a hipótese então posta por aquela autora veio a confirmar-se, agora, embora se considere necessária a prossecução da investigação sobre este tema.

Mas a escala de **análise climática fundamental deste trabalho é a local**. Pretendeu-se aprofundar o estudo do **efeito causado pela topografia nos climas locais**, tentando determinar o **mosaico resultante**, bem como as características da sua **dinâmica.** Os elementos centrais objecto de estudo foram o balanço radiativo, a temperatura do ar, o seu regime e padrões espaciais. A razão essencial de se ter concentrado a atenção neste último elemento climático foi de ordem financeira. O plano de trabalho original consistia, além da rede de postos termométricos, na instalação de uma estação meteorológica completa na Torre, que permitisse modelizar detalhadamente os elementos do balanço radiativo, e monitorizar o vento e a precipitação, além de uma rede de udógrafos, que não foi possível implementar. Investiu-se, por isso, essencialmente na monitorização da temperatura, com o objectivo de identificar os padrões térmicos e o seu ritmo. A temperatura é, em larga medida, influenciada pelo balanço radiativo e pelo uso do solo e, por isso, para tentar compreender melhores os padrões espaciais, analisaram-se duas imagens de satélite Landsat 5 TM, uma de Inverno e outra de Verão. A integração dos dados resultantes da monitorização das temperaturas, com os do balanço radiativo e a topografia permitiu apresentar um mapa, que pretende sintetizar a diversidade e complexidade dos climas locais da Serra da Estrela. Trata-se de um contributo para a aplicação prática do conhecimento obtido durante o trabalho. Também visando a **aplicação dos conhecimentos**, no final da dissertação, apresenta-se uma proposta de **Locais de Interesse Climático** (LIC), acompanhada de uma breve caracterização, dirigida a alunos e professores do Ensino Básico e Secundário, bem como ao público em geral.

Ao longo de todo o trabalho, passa-se de análises na escala regional à escala local e a escala temporal vai sendo adaptada às características dos fenómenos climáticos e à disponibilidade dos dados. Na **abordagem regional**, em que se tentam caracterizar os grandes padrões de precipitação e temperatura à escala da montanha, a área de estudo inclui toda a área mais elevada da Serra da Estrela, bem como os sectores envolventes, mas externos à serra, como são os casos do contacto com a Plataforma do Mondego e Cova da Beira. Estudou-se, assim, uma área com cerca de 335km^2, centrada no Vale da Candieira, e que inclui: a Nordeste, Manteigas e o Sameiro; a Sudeste, a Covilhã; a Sul, Unhais da Serra; a Oeste o Alto Vale de Loriga; a Noroeste, o Vale do Alva e o Sabugueiro; e a Norte, o Planalto das Penhas Douradas, e mesmo o troço mais a montante do Vale do Mondego. É uma área demasiado extensa para a instalação e manutenção de uma rede densa de postos de monitorização, pelo que se optou por concentrar as actividades de estudo dos **climas locais** na bacia-vertente do Vale do Zêzere a montante de Manteigas, incluindo alguns pontos de monitorização localizados em posição marginal, envolvendo a bacia-vertente. No final da dissertação tentou extrapolar-se a informação recolhida na área de estudo de maior pormenor (Planaltos e alto vale do Zêzere), para toda a área de trabalho na escala regional. Esta passagem tornou-se possível, pelo carácter da legenda adoptada, que se concentra na delimitação dos climatopos, unidades espaciais de igual "resposta" climática potencial, e que são primariamente definidas pela topografia. A extrapolação foi efectuada em ambiente SIG, que possibilitou a manutenção de critérios homogéneos em toda a área de trabalho.

A **escala temporal** de análise climatológica, como ilustrado em trabalhos diversos sintetizados no capítulo 1, está intimamente relacionada com a dimensão espacial dos fenómenos climáticos. Assim, na escala de análise regional, quando se estuda a distribuição geral das temperaturas e precipitação na serra, analisam-se essencialmente os dados anuais e mensais; mas quando se pretende aprofundar a compreensão de padrões mais detalhados de dissimetria na precipitação, torna-se necessário descer na escala temporal até ao intervalo diário. No estudo dos climas locais, a escala temporal depende também dos objectivos, e os dados usados correspondem a valores instantâneos de temperatura, obtidos de forma sincrónica em vários pontos da serra. O intervalo de base usado para a monitorização, foi de 2h, valor escolhido por questões logísticas associadas às limitações de memória dos *data loggers*; no entanto, houve casos em que foi analisada a temperatura a uma determinada hora, como sucedeu no estudo das temperaturas mínimas, e casos em que foi necessário recorrer a intervalos de medição de 5 minutos, reduzindo simultaneamente o espaçamento espacial dos

postos termométricos a algumas centenas de metros. Essa abordagem teve como objectivo o estudo detalhado dos regimes térmicos num transecto transversal do Vale do Zêzere.

Para levar a cabo os objectivos acima referidos, o principal esforço em termos técnicos foi efectuado na monitorização das temperaturas do ar. Para isso, desenharam-se e construíram-se vários postos termométricos automáticos depois instalados em locais-chave dos Planaltos e Altos Vales da Serra da Estrela, formando uma rede, que funcionou essencialmente durante o ano 2000, registando temperaturas em intervalos de 2h. Posteriormente, alguns postos foram relocalizados, e outros usados para estudos de detalhe em áreas restritas. Foram estes postos termométricos de baixo-custo, que permitiram conseguir os avanços mais significativos no conhecimento dos regimes e padrões térmicos, que seriam impossíveis com a tecnologia disponível há pouco mais de 10 anos.

Os dados climáticos foram tratados através da aplicação de **técnicas estatísticas** diversas. As mais usadas e que forneceram melhores resultados foram a regressão linear, a classificação por *k-means*, a análise de *clusters*, a análise de variância (*One-way* ANOVA) e a análise discriminante. Para a análise e modelação espacial, trabalhou-se em ambiente SIG, usando análise *raster*, que permitiu fazer aplicar técnicas estatísticas descritivas diversas, e efectuar os vários mapas apresentados ao longo do trabalho. Parte dos mapas foram elaborados no âmbito do projecto ESTRELA e integram a base de dados cartográfica digital EstrelaSIG.

Estudos na escala regional

A distribuição espacial da precipitação

Na Serra da Estrela, a precipitação varia não só em função da altitude (precipitação orográfica), mas também em função do relevo, tal como está expresso nos trabalhos de Daveau (1977). Verificou-se, por um lado, que o número de dias de chuva é mais elevado na fachada ocidental da Serra da Estrela; por outro lado, que os totais pluviométricos e a intensidade da precipitação são maiores no sector Sudeste. Mais para oriente, no sopé da Serra, diminuem os valores, embora continuem a ocorrer precipitações bastante intensas.

Segundo S. Daveau, esta dissimetria podia ser devida à modificação da trajectória horizontal dos fluxos regionais pelo relevo, que contribui, para fenómenos de divergência a barlavento e para a convergência a sotavento dos obstáculos. Esta modificação do fluxo tem consequências na precipitação, que é mais elevada nas áreas de convergência, e menor nas áreas de divergência.

De modo a contribuir para o estudo da origem da dissimetria na distribuição da precipitação entre os flancos Oeste e Este da Estrela, estudou-se a precipitação registada nas escassas estações meteorológicas com dados disponíveis, a diferentes escalas temporais e em 3 períodos. A análise confirmou a dissimetria na distribuição da precipitação indicada por Daveau, mas mostrou ainda que nos meses em que ocorrem **maiores quantitativos de precipitação nas Penhas Douradas**, dominaram **as perturbações de Oeste**, o que está de acordo com o apontado por Trigo e Câmara (2002). Verificou-se, também, que no grupo de dias em que **chove mais na Covilhã** (em comparação com Gouveia e Penhas Douradas), domina **o fluxo de Sudoeste**. Os resultados indicam que, além do aumento da precipitação a sotavento da montanha, o **trajecto das massas de ar na aproximação às estações meteorológicas,** parece exercer um efeito importante na diferenciação espacial nos valores de registados, nomeadamente no que diz respeito à convergência do fluxo de SW, depois de contornar os obstáculos a barlavento das estações meteorológicas. Não foi, contudo possível avaliar o peso relativo dos dois factores; este é um exemplo da necessidade imperiosa de densificação da rede de monitorização da precipitação, e da subsequente integração da análise modelos físicos, aspectos fora do âmbito do presente trabalho.

A temperatura do ar

Com base nos registos da temperatura média anual estimou-se um gradiente altitudinal médio de -0,6ºC/100m. Para as temperaturas médias do mês mais frio (Janeiro), o gradiente térmico vertical é idêntico, mas para as médias do mês mais quente (Agosto), obteve-se um valor de -0,5ºC/100m. Nos meses mais quentes (Julho e Agosto), a temperatura média varia entre 15,5ºC nos planaltos e 22ºC na base da Serra. A temperatura máxima média varia entre 19,5 e 30 ºC e a mínima entre 11ºC nas estações a maior altitude e 15ºC na base da Serra. Nos meses mais frios (Janeiro e Fevereiro) a temperatura média variou entre 1,4ºC nos planaltos e 8,4ºC na estação a menor altitude. A temperatura mínima média nesses meses é negativa nas estações a maior altitude, e a temperatura máxima média varia entre 4ºC, nos sectores a maior altitude, e 12ºC no sopé da montanha e nos vales interiores. Os padrões de distribuição das temperaturas médias ilustram o efeito da altitude, registando-se os valores máximos nos vales interiores, e no sopé da serra e os mínimos nos planaltos.

Para observar a influência da exposição e da forma da topografia na temperatura do ar foi necessário descer na escala de análise temporal e espacial, de forma a estudar a complexidade de padrões, que varia em função da época do ano e da altura do dia, bem como das condições de estabilidade atmosférica, tal como se vai observou no capítulo 5.

Estudos na escala local

Balanço radiativo

O balanço radiativo na serra foi estudado de forma a abranger a área estudada ao nível regional, o que foi possível, uma vez que as imagens de satélite disponíveis cobriam toda a área. No entanto, a sua análise permite uma abordagem ao nível local, uma vez que se observa a influência da exposição, do declive e do uso do solo nos modelos estimados. A análise foi realizada com base em duas imagens de satélite Landsat 5 TM obtidas às 9h30min de um dia de Verão e de outro de Inverno. Foram construídos modelos para os vários elementos do balanço radiativo, que reflectem a importância da topografia (em particular da exposição e do declive) e do uso do solo (incluindo a neve no solo) nos valores estimados. Em ambas as imagens verifica-se o papel determinante da topografia no balanço radiativo.

Com base no modelo estimado do balanço radiativo, é possível uma identificação objectiva de várias unidades topográficas com comportamento radiativo relativamente homogéneo: os planaltos; as vertentes expostas a Oeste; as vertentes expostas a Este; as vertentes expostas a Sul e as vertentes expostas a Norte.

Os planaltos apresentam valores elevados de balanço radiativo, mas basta uma pequena modificação da exposição da superfície topográfica, para os valores variarem de forma significativa. Isso é mais evidente no Inverno, porque o Sol está mais baixo. Outro aspecto interessante dos planaltos é a presença de neve, pelo menos durante algumas semanas no Inverno, o que vai contribuir para diminuir os valores de balanço radiativo, devido ao elevado albedo. As vertentes expostas a Este e a Oeste, têm um comportamento simétrico. Durante a manhã, as vertentes expostas a Este recebem mais radiação e, à tarde, isso ocorre nas vertentes expostas a Oeste. Os extremos radiativos ocorrem entre as vertentes expostas a Sul e a Norte, sendo as vertentes expostas a Norte com declives superiores a 30º, aquelas que têm os balanços radiativos menores.

No que diz respeito aos fundos de vale e às bacias o balanço radiativo é mais complexo de modelizar, e os padrões vão depender de serem áreas mais ou menos abertas, variável que pode ser traduzida pelo índice *Sky View Factor* (SVF).

Os padrões radiativos identificados e a posterior classificação das áreas deprimidas contribuiu para a delimitação de áreas com semelhante clima local.

Regime diário das temperaturas

No que diz respeito ao regime térmico diário, verificou-se também um claro controlo em função da posição topográfica. Este aspecto é particularmente notório em situações de estabilidade atmosférica, quando a amplitude térmica é superior nos postos de fundo de vale.

A análise dos padrões espaciais das temperaturas do ar foi feita a partir dos dados instantâneos e sincrónicos obtidos pelos 9 postos termométricos ao longo do ano 2000. Os dados foram classificados, tendo como objectivo identificar as diferenças espaciais encontradas em situações de estabilidade atmosférica. Os padrões foram definidos com base nas diferenças da temperatura do ar em relação ao posto do Cântaro Gordo, e permitiram o reconhecimento do comportamento horário da temperatura instantânea ao longo do ano Foram realizadas 2 classificações, em que se identificaram padrões de distribuição da temperatura instantânea do ar na serra. Na primeira foram identificados 13 padrões, nos quais se observou a importância das condições de estabilidade atmosférica e a sucessão dos padrões ao longo do ano, em função da variação da temperatura. A segunda classificação, considerou 4 tipos de padrões. O **padrão 1** (27%) ocorreu entre as 10 e as 20h, durante as noites frias em que a temperatura nos fundos de vale foi mais baixa do que nos interflúvios. O **padrão 2** (43%) corresponde aos casos em que os interflúvios estiveram mais frios e ocorreu fundamentalmente de dia, com maior frequência nos meses mais quentes. O **padrão 3** (23%) é constituído pelas observações em que os interflúvios estão mais frios, especialmente o posto dos Poios Brancos, e pode ocorrer a qualquer hora do dia, principalmente durante os meses mais frios. Por fim, o **padrão 4** (7%), integra as observações em que a temperatura no fundo do vale do Zêzere é a mais baixa e ocorre ao início da manhã, entre as 8 e as 10h, nos meses mais quentes. Os **padrões 1 e 4** estão associados a condições de **estabilidade atmosférica**. O primeiro domina nas **noites mais frias**, e desenvolve-se ao longo da noite e o segundo ocorre **ao nascer do Sol nos meses mais quentes**. No padrão 4, as temperaturas são mais elevadas nos interflúvios do que no vale do Zêzere, porque o fundo de vale ainda se encontra à sombra, enquanto os interflúvios já recebem radiação solar directa. Os **padrões 2 e 3** ocorrem em situações de **menor estabilidade** atmosférica, e são **mais frequentes durante o dia**, correspondendo aos episódios em que a temperatura diminui com a altitude. O padrão 2 tem a mesma frequência a todas as horas do dia, enquanto o padrão 3 só ocorre durante o dia.

Verificou-se que, em situações de estabilidade atmosférica, o período do dia com formação de **inversões térmicas ocorre entre as 20h e as 10h**. As inversões são **mais acentuadas entre as 6h e as 10h da manhã**, período em que a temperatura do ar nos fundos de vale pode mesmo ser inferior à registada nos planaltos. Então, o gradiente térmico vertical é positivo,

com um valor máximo médio de 0,6ºC/100m. Contudo, entre as 10h e as 20h, salvo alguns locais que se mantenham à sombra até mais tarde, verifica-se uma diminuição geral das temperaturas do ar com a altitude, com gradientes que variam entre -0,5ºC/100 e -0,9ºC/100m. O **gradiente é máximo às 14h, altura em que a CBL está mais desenvolvida**. A diversidade dos valores obtidos mostra bem as limitações resultantes da análise das temperaturas médias e dos gradientes médios verticais, e a importância da topografia nas condições climáticas. Estes dados são particularmente significativos para o ordenamento do Território, em particular no que respeita à Avaliação de Impacto Ambiental associada à dispersão de poluentes atmosféricos.

Temperaturas mínimas nos planaltos e altos vales

Outro aspecto interessante, que resultou da análise, foi a importância da hora a que foi registada a temperatura mínima. Nos estudos relativos às temperaturas mínimas, registadas em vários postos, não se devem utilizar os valores mínimos diários, porque a temperatura mínima pode não ter ocorrido simultaneamente em todos os locais à mesma hora, sendo por isso importante um estudo prévio da sua distribuição.

O estudo das temperaturas do ar às 8h (hora em que mais frequentemente foi registada a mínima diária) do Inverno de 2000 revelou que em 46% dos dias, ocorreu drenagem e acumulação de ar frio nos fundos de vale, encontrando-se os interflúvios mais quentes, apesar de se encontrarem a altitudes bem mais elevadas (desníveis de ordem dos 800m). Nos restantes dias dominaram as condições de instabilidade atmosférica, com maior turbulência, e registou-se uma diminuição da temperatura com a altitude, com gradientes médios para as mínimas de cerca de -0,3ºC/100m. A elevada diferença de altitudes entre interflúvios e fundos de vale, que na Serra da Estrela supera frequentemente os 500m parece ser suficiente para gerar um significativo aquecimento adiabático do ar frio, à medida que este escoa ao longo dos vales. Este aspecto é evidente na comparação das temperaturas do ar no Cântaro Gordo e no fundo do vale do Zêzere (ASE), mantendo-se o segundo posto sempre com temperaturas superiores ao primeiro, apesar da situação favorável para a acumulação do ar frio.

Casos de estudo em locais propícios à acumulação de ar frio

Para determinar com maior pormenor o papel da topografia no regime da temperatura do ar estudou-se o **circo glaciário do Covão Cimeiro**, área onde o relevo assume as condições ideais para a **geração e acumulação de ar frio**: um planalto suavemente inclinado, drenando o ar frio ao longo de vertentes escarpadas, directamente para uma pequena bacia, quase

totalmente fechada por um ferrolho glaciário. Com base nos registos de dois postos, um situado no fundo do covão e outro na crista adjacente (Cântaro Gordo), foram identificados 9 tipos de regime térmico. Em 6 que se desenvolveram em condições de estabilidade atmosférica, houve inversão da temperatura (60% dos dias estudados). A prevalência deste tipo de condições deve-se ao período de estudo se ter prolongado até ao início do Verão, estação em que dominam os regimes anticiclónicos. As inversões térmicas no fundo do circo têm distintas durações e intensidades, tendo sido a intensidade máxima da inversão 9ºC. As **inversões podem-se manter ao longo do dia**, em particular em datas mais próximas do **Solstício de Inverno**, quando as temperaturas do ar são mais baixas e o fundo do Circo se mantém sempre à sombra; mas no **Verão** e nos dias quentes, as **inversões ocorrem apenas durante a noite e madrugada**.

O estudo do Covão Cimeiro permitiu também identificar **um ritmo sazonal na duração das inversões térmicas:** à medida que o ano progride em direcção ao Solstício de Verão, as inversões diurnas vão tendo menor duração, porque o número de horas em que o fundo do circo se encontra à sombra diminui. Contudo, registaram-se também inversões de Verão, mas de menor intensidade e duração. Apesar de os dias serem mais quentes, as condições atmosféricas mais estáveis, favorecem a drenagem de ar frio que é induzida pela diferença de altitude e pela forma da área do circo glaciário.

Os resultados mostraram ainda que, verificando-se condições de estabilidade, a **insolação** é o factor primordial no controlo da **duração das inversões**. Chama-se a atenção para um dos padrões identificados, em que a inversão desaparece no registo das 12h. Trata-se de um caso interessante, em que um aquecimento momentâneo devido à incidência de radiação solar directa, é seguido por arrefecimento, logo ao início da tarde, o que sugere a existência de uma fonte de ar frio mesmo durante o dia. A origem deste ar frio está provavelmente ligada ao facto de as paredes do circo (e provavelmente o solo) estarem sazonalmente geladas, uma vez que estão à sombra durante vários meses consecutivos.

No **vale do Zêzere**, aprofundou-se a investigação relativa ao processo de **formação das inversões térmicas,** e avaliou-se o papel da **dissimetria este-oeste das vertentes** no campo térmico diurno do vale. No período de 4 dias estudado, enquadrado em condições de estabilidade atmosférica, as inversões térmicas iniciaram-se com o ocaso, ou mesmo alguns minutos antes, e mantiveram-se durante toda a noite. Com o avançar da noite, é notório, que as inversões se tornaram mais intensas, atingindo-se a temperatura mínima, perto do nascer do Sol, entre as 7 e as 8h. Então, e durante um período de cerca de 1 hora, a temperatura é mais baixa no fundo de vale do que no interflúvio; contudo, a temperatura mínima no fundo de vale

só é atingida cerca de 1 hora depois de ocorrer no interflúvio. Observou-se ainda, que a drenagem de ar frio dos interflúvios para o fundo de vale não parece ser contínua, e foi possível identificar dois ciclos de arrefecimento: o primeiro, cerca da 1h da manhã; e o segundo, de madrugada, por volta das 6h. Cerca de 2 horas após o nascer do Sol o gradiente térmico vertical volta a ser negativo e a temperatura do fundo de vale vai aumentando, até se atingirem as temperaturas máximas por volta das 16h, e gradientes verticais de -1ºC/100m. Após esta hora, e até ao ocaso o gradiente vertical vai-se tornando gradualmente mais reduzido.

O estudo realizado no vale do Zêzere permitiu ainda observar o desenvolvimento da **cintura térmica** localizada a meia-vertente durante a noite. Esta faixa de temperaturas mais elevadas, nem sempre é contínua dos dois lados do vale, devido à diferente exposição das vertentes. Isto é, a partir do momento em a radiação directa incide de manhã, na vertente exposta a nascente, a temperatura aumenta mais rapidamente, do que vertente exposta a Oeste. Assim, nos primeiros momentos a seguir ao nascer do Sol, quando o fundo de vale ainda está à sombra, e ainda existe o lago de ar frio, o existe uma marcada assimetria térmica no vale. No ocaso, o comportamento térmico das duas vertentes é inverso, com o arrefecimento mais rápido da vertente ocidental.

Climas locais da serra da Estrela

Com base no trabalho desenvolvido foi possível **delimitar áreas com o mesmo clima local** (observado ou potencial). Construiu-se um **mapa** a partir dos modelos resultantes das imagens de satélite e do tratamento de informação em ambiente SIG, que permitiu a definição de unidades com características climáticas uniformes. As **unidades de relevo** (interflúvios, vertentes e fundos de vale), constituem elementos-chave na diferenciação climática local, como foi demonstrado no estudo dos padrões do balanço radiativo. Nesse estudo também se apontou a importância da **exposição das vertentes**, no controlo da radiação solar incidente, o que levou à classificação das vertentes em função da exposição. Na caracterização das áreas deprimidas utilizou-se o ***Sky View Factor,*** que traduz o grau de encaixe das superfícies e, como tal, tem relação com a propensão à formação de lagos de ar frio. Também se utilizou informação relativa ao uso do solo, principalmente no que respeita à **formação vegetal**, pela sua relação no balanço energético, na temperatura e na ventilação. Por último, considerou-se a **altitude,** uma vez que é um elemento importante em termos de diferenciação climática, e foi incluída no mapa através da delimitação dos andares bioclimáticos. A inclusão deste nível permite dar uma ideia acerca da variação altitudinal da temperatura e da precipitação. A

altitude contribuiu também para o escalonamento dos planaltos, através da sua influência ao nível do vento, da variação da temperatura e da presença da neve. Foram assim delimitados 18 tipos de climas locais, caracterizados com base nos comportamentos térmico e radiativo, na drenagem e acumulação de ar frio, e no desenvolvimento das brisas de vertente.

No mapa final é possível observar a **complexidade do mosaico de climas locais** e a importância espacial das unidades de vertente. O alinhamento dos vales do Zêzere e Alforfa divide os dois planaltos e vai ter repercussões na paisagem. A continuidade espacial daqueles vales mostra que deverão funcionar como importantes linhas de drenagem do ar frio do Planalto Ocidental, especialmente o primeiro vale, porque possui uma bacia-vertente muito maior, com drenagem de inúmeros valeiros que confluem lateralmente com o vale principal. Além do alinhamento dos vales, nota-se também uma clara assimetria espacial ao nível da exposição das vertentes: o sector noroeste da área de trabalho, em especial a norte do Alto da Torre, é dominado pelas vertentes expostas a Norte; em oposição, o sector Sudeste, a Sul das Penhas da Saúde, apresenta um claro domínio das exposições a Sul e Este. Este evidente contraste climático entre as duas áreas é muito interessante e poderá também ter reflexos na distribuição da vegetação, ilustrando a transição entre os macrobioclimas Mediterrâneo e Temperado referidos por Jansen (2002). Nos extremos Sudoeste e Nordeste da área, nas bacias-vertente dos vales de Alvoco e de Beijames, surge um padrão espacial diferente, sem o claro domínio de uma exposição particular das vertentes, onde o substrato metamórfico com vertentes entalhadas por inúmeros valeiros, dá origem a exposições variadas. No sector Noroeste e Sudeste da área, o substrato granítico é responsável por um relevo, e consequentemente, por um padrão, mais monótonos.

O mapa dos climas locais da Serra da Estrela baseou-se nos conhecimentos adquiridos no decorrer da investigação, que levou a esta dissertação (sobretudo a relação entre as unidades de relevo e o clima) **nos Planaltos e Altos vales da Serra da Estrela**. Um primeiro esboço para a área de estudo foi depois **alargado para toda a área da Serra da Estrela,** com bases num SIG. É de notar, que esta foi uma primeira tentativa de síntese, que certamente poderá ser repensada, modificada e melhorada no futuro, em função do público ou das utilizações, que dele se pretenderem fazer.

A aplicação de alguns dos temas de trabalho à **educação ambiental** parece uma contribuição importante, fundamentalmente por duas razões. Em primeiro lugar, contribui-se para a divulgação da climatologia, e em particular da dinâmica dos climas locais nas áreas de montanha, e chama-se ainda a atenção para as características da paisagem da Estrela, e para a

necessidade de preservar o Parque Natural, que tem sido afectado por uma enorme pressão de turistas.

Para concluir, sugerem-se alguns **temas a abordar no futuro**, no sentido de contribuir para aprofundar o conhecimento dos climas locais da Serra da Estrela:

- continuação do estudo dos climas locais em áreas espacialmente restritas, com base numa rede de estações meteorológicas, e de forma a ter um conhecimento mais completo da dinâmica da atmosfera, para extrapolar os resultados a outras áreas da serra, que possuam características idênticas;
- calcular o albedo e balanço energético com base em imagens de satélite, e validar os resultados com medições no campo;
- modelar o balanço energético para estudar as condições térmicas do solo;
- estudar o vento com base em modelos numéricos que estimam a sua velocidade e a direcção a várias alturas a partir da superfície;
- e finalmente, instalar uma rede densa de postos udométricos na serra para compreender a influencia dos factores locais na distribuição da precipitação.

BIBLIOGRAFIA

Abe, M.; Matsuoka, N. (2000) - Controls on sorted patterned-ground geometry in the Swiss Alps. *Annual Report Institute of Geoscience, Univ. Tsukuba*, 26, 15-19p.

Aguilar, E.; Auer, I.; Brunet, M.; Peterson, T.C.; Wieringa, J. (2004) - *Guidence on metadata and homogenization.* p. 1-53, in: *CLIVAR*, - http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/docs/guide-to-metadata-homogeneity.pdf

Ahrens, C. (2003) – *Meteorology today. An introdution to weather, climate and environment*. Brooks Cole, Pacific Grove, 528p.

Alcoforado, M.J. (1999) – Aplicação da climatologia ao planeamento urbano. Alguns apontamentos. *Finisterra – Revista Portuguesa de Geografia*, 67-68, p. 83-94.

Alcoforado, M.J. (1993) – O *clima da região de Lisboa. Contrastes e ritmos térmicos*. Mem.nº15, C.E.G., Lisboa, 347p.

Alcoforado, M. J.; Lopes A.; Andrade, H.; Vasconcelos, J.;Vieira, R (2005) - *Orientações Climáticas para o Planeamento e o Ordenamento em Lisboa*, 37p.

Alcoforado, M.J.; Dias, M.H. (2002) – *Mapas climáticos da região de Lisboa. Enquadramento na diversidade climática de Portugal*. Centro de Estudos geográficos, Lisboa (edição em CD).

Alcoforado, M. J.; Alegria, M. F.; Pereira, A.; Sirgado, C.(1993a) - *Domínios bioclimáticos em Portugal definidos por comparação dos índices de Gaussen e de Emberger*. L.A.G.F. Rel. nº33, Lisboa, 57 p.

Alcoforado, M.J.; Andrade, E.; Neves, M.; Vieira, G. (1993b) – Climas locais da Arrábida no Inverno. *Finisterra –Revista Portuguesa de Geografia*, 55-56, Lisboa, p. 215-228.

Alexandersson, H. (1986)- A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, 6, p. 661-675

Alexanderson e Moberg (1997) - Homogenisation of Swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology*., 17, p. 25–34

Andrade, H. (2003) – *Bioclima humano e temperatura do ar em Lisboa*. ese apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, para a obtenção do grau de Doutor em Geografia Física, 435p.

Andrade, E., Mora, C. ; Neves, M. ; Vieira, G.(1992) – Desportos de Inverno na Serra da Estela, *Finisterra –Revista Portuguesa de Geografia*, 53-54, Lisboa, p.187-193.

Anquetin, S.; Guilbaud, C.; Chollet, J.-P. (1998) – The formation and destruction of inversion layers within a deep valley. *Journal of Applied Meteorology*, 37, p. 1547-1560.

Barry, R.G. (1992) – *Mountain Weather & Climate*. Routledge, Londres, 402p.

Barry, R.G.(1994) – Past and potential future changes in mountain environments: a review. Beniston, M.(ed.).*Mountain environments in changing climates*, , p. 3-35.

Barry, R.; Chorley, R. (2003) – *Atmosphere, weather and climate.* Routledge. Londres, 421p.

Beniston, M.; Diaz, H.F.; Bradley, R.S. (1997) – Climatic change at high elevation sites: an overview. *Climatic Change*, 36, p. 233-251.

Brandão, C.; Fragoso, M. (1999) – Extreme storms and rainfall erosivity factor in Évora (Portugal). *Z.Geomorph.N.F.* Suppl. 115, Berlin, p. 113- 123.

Broccoli, A.J.; Manabe, S. (1992) – The effect of orography on midlatitude northern hemisphere dry climates. *Journal of Climate*, 5, p. 1181-1202.

Carrega, P. (1982) – *Les facteurs climatiques limitants dans le sud des Alpes Occidentales*. Thèse de Doctorat de 3ème cycle. Université de Nice. 221p.

Carrega, P. (1994) – Topoclimatologie et habitat. *Revue de Géographie du Laboratoire d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, 35-36, Nice,301p.

Correia, A.I.V. (1994) – *Fitoclimatologia dinâmica. Um estudo no norte de Portugal*. Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências da UL para obtenção do grau de doutor, 250p.

Crowe, P.R. (1971) – *Concepts in climatology*. Londres, 589p.

Daughtry, C .S.T. ; Walthall, C.L. ; Kim, M.S. ; Brown de Colstoun ; McMurtrey, J.E. (2000) – Estimation corn leaf chlorophyll concentration from leaf and canopy reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 74, p. 229-239.

Daveau, S. (1969) - Structure et relief de la Serra da Estrela. *Finisterra–Revista Portuguesa de Geografia*, 7-8, p. 33-197.

Daveau, S. (1972) – Répartition géographique des pluies exceptionnellement fortes au Portugal. *Finisterra–Revista Portuguesa de Geografia*,13, Lisboa, p. 5-28.

Daveau, S. (1978) – Répartition dês precipitations en fonction du relief: étude du cas portugais, *Geoforum*, vol. 9, 6, p. 425-433.

Daveau, S. ; Coelho, C ; Costa, V ; Carvalho, L. (1977) - *Répartition et rythme des précipitations au Portugal*. Mem. C.E.G. nº 3, Lisboa, 184p.

Daveau, S. *et al.* (1985) - *Mapas climáticos de Portugal: nevoeiro e nebulosidade. Contrastes térmicos*, Mem. C.E.G., nº7, Lisboa, 84 p.

Ducrè-Robitaille, J.-F.; Vincent, L.A.; Boulet, G. (2003) - Comparison of techniques for detection of discontinuities in temperature series. *International Journal of climatology*, 23, p. 1087-1101.

Eastman, J.R. (1995) – *Idrisi for Windows. User's Guide*. Clark University, Worcester.

Endlicher, W. (1997) – La presqu'île de Setúbal en image satellitaire Landsat TM. *Finisterra – Revista Portuguesa de Geografia*, Lisboa, p.3-14.

Evans, I.S. (1977) – World-wide variations in the direction and concentration of cirque and glacier aspects. *Geografiska Annaler*, 59 A, 3-4, p. 151-175.

Fallot, J.M.; Baeriswyl, P.A.; Buman-Ruffieu, A.M.(1989) – Quelques aspects de la ventilation en milieu topographique complexe: la vallée de la Sarine en Gruyère (Suisse). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 2, p. 75-82.

Fehrenbach, U.; Scheer, D.; Parlow, E. (2001) – Automated classification of planning objectives for the consideration of climate and air quality in urban and regional planning for the example of the region of Basel/Switzerland. *Atmospheric Environment*, 35, p. 5605-5615.

Felicísimo, A. (1994) – *Modelos digitales del terreno*. Pentalfa, Oviedo, 222p.

Feng, S.; Hu, Q.; Qian, W. (2004) - Quality control of daily meteorological data in China. 1951-2000: A new dataset. *International Journal of Climatology*, 24, p. 853-870.

Ferreira, A.B. (1998) - Short note on the morphology of the Serra da Estrela. In Vieira, G. (ed.), *Glacial and Periglacial Geomorphology of the Serra da Estrela, Portugal. Guidebook for the field-trip,* Lisboa, p. 19-23

Ferreira, A. B.; Alcoforado, M. J.; Mora, C.; Vieira, G.; Gouveia, M.M.; Jansen, J. Ramos, M.; Mateus, J.; Queiróz, P.; Leuwaardeen, W.; Mendes, P.; Dias, J.P.; Danielsen, R. (2003) - Relatório final (2ª fase), *Projecto ESTRELA - Processos geomorfológicos e biofísicos e unidades de paisagem em ambiente de montanha mediterrânea. Aplicação à Serra da Estrela* (POCTI / C / CTA / 11153 / 1998).

Ferreira, A.B.; Ferreira, D. B. (1983) - A seca de 1980-81 em Portugal - causas meteorológicas e tipos de tempo. *Finisterra–Revista Portuguesa de Geografia*, XVIII (35), Lisboa, p. 27-63.

Ferreira, A.B.; Alcoforado, M.J.; Vieira, G.T.; Mora, C.; Jansen, J. (2001) - Metodologias de análise e de classificação das paisagens. O exemplo do projecto Estrela. *Finisterra–Revista Portuguesa de Geografia*, 72, p. 157-178.

Ferreira, D.B. (2005) – O ambiente climático *in* Medeiros, C.A. (ed), *Geografia de Portugal*. *O ambiente Físico*. Circulo de Leitores, Lisboa.

Ferreira, D.B. (1985) – Les dépressions convectives du Bassin Atlantique Nord Subtropical oriental, *Finisterra–Revista Portuguesa de Geografia*, XX, 39, Lisboa, p. 25-45.

Ferreira, D.B. (1980) – *Contribuition à l'étude des vents et de l´humidité dans les îles centrales de l'Archipel des Açores*, Relatório da Linha de Acção de Geografia Física nº9, Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, Vol.I, 437p; Vol II, 192p.

Flocas, H.A.; Helmis, C.G.; Blikas, S.N.; Asimakopoulos, D.N.; Bartzis, J.G.; Deligiorgi, D.G. (1998) – Mean characteristics of the katabatic flow of a 1024 m high knife edge mountain. *Theoretical and Applied Climatology*, 59, p. 237-249.

Fragoso, M. (2003) – *Climatologia das precipitações intensas no Sul de Portugal*. Tese apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, para a obtenção do grau de Doutor em Geografia Física, 445p.

Fragoso, M. (2004) – *O contexto atmosférico dos episódios de precipitações intensas no sul de Portugal*. Relatório nº38, Área de Geografia Física e Ambiente, CEG, Lisboa, 148p.

French, H.M. (1996) – *The periglacial environment*. Longman. 341 p.

Fonseca, A.; Fernandes, J. (2004) – *Detecção remota*. Lidel, Lisboa, 224p.

Garratt, J.R. (1994) – *The atmospheric boundary Layer*. Cambridge University Press, Cambridge, 316p.

Geiger, R. (1961) - *Manual de microclimatologia*. F.C.G., Lisboa, 637p.

Gerrard, A.J. (1990) – *Mountain environments*. Belhaven Press, Londres, 317p.

Gilabert,M.A. ; González-Piqueras, J. ; García- Haro, J.M. (2002)- A generalized soil-adjusted vegetation index. *Remote Sensing of Environment,* 82, p. 303-310.

Godard, A ; Tabeaud, M. (1993) – *Les climats*. Armand Colin, Paris, 168p.

Gruber, S. (2000) – *Slope instability and permafrost. A spatial analysis in the Matter Valley, Switzerland.* Masters thesis in physical geography, Department of Geogrphy of the University of Gieben (Alemanha).66p.

Gruber, S.; Schlapfer, D.; Hoelzle, M. (2003) – Imaging spectrometry in high-alpine topography: the derivation of accurate broadband albedo. In *3ª EARSel workshop on imagind spectroscopy*, Oberpfaffenhofen.

Gustavsson T.; Karsson, M.; Bogren, J.; Lindqvist, S. (1998) – Development of temperature patterns during clear nigths. *Journal of Applied Meteorology*, 37, p. 559-571.

Hansom, J.D.; Gordon, J.E. (1998) – *Antarctic Environments and Resources*. Longman, 402p.

Hartigan, J. A. (1975) - *Clustering algorithms*. New York, Wiley.

Hedberg, O. (1964) – Afroalpine plant ecology. *Acta Phytogeographica Suecica, 4*9, 139 p.

Henriques, J. A. (1883) - *Expedição scientifica à Serra da Estrela*. Imprensa Nacional, Lisboa.

Hogan, A.; Ferrick, M. (1997) – Winter morning air temperature. *Journal of Applied Meteorology*, 36, p.52-69.

Huggett, R.J. (1995) – *Geoecology. An evolutionary approach*. Routledge, Londres, 320p.

Iijima, Y. ; Shinoda, M.(2000) – Seasonal changes in the cold-air pool formation in a subalpine hollow, central Japan. *International Journal of Climatology*, 20, p. 1471-1483.

Ilwis Department (1997) – *Ilwis 2.1 for Windows. Applications guide*. International institute for Aerospace survey & Earth Sciences, Enschede, Holanda, 352p.

Jansen, J.; Sequeira, M.P.S.M. (1999) - The vegetation of shallow waters and seasonally-inundated habitats (Littorelletea and Isoeto-Nanojuncetea) in the higher parts of the Serra da Estrela, Portugal. *Mitt. d. Badischen Landesver. f. Naturkunde*, N.F. 17, 2 , p.449-462.

Jansen, J.(2002) – *Guia Geobotânico da Serra da Estrela.* ICN – Parque Natural da Serra da Estrela. Manteigas, 276p.

Jansen, J. ; Vieira, G. T. (1998) - Plants and physical conditions in screes in the higher parts of the Serra da Estrela, Portugal, Symposium Periglacial environments: their making, preservation and climatic significance, *IGU Commission on Climate Change and Periglacial Environments*, Lisbon, 29 August 1998, p. 11-13.

Joly, D. (1984) – *Ambiances climatiques instantanées au Spitsberg.* Annales Litteraires de l'Université de Franche-Comte, Paris, 529p.

Jones, P.D.; Hulme, M. (1996) - Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: methods and illustrations. *International Journal of Climatology*, 16, p.361-377.

Jones, P.D.; Lister, D. (2004) - The development of monthly temperature series for scotland and northern Irland. *International Journal of Climatology*, 24, p. 569-590.

KABA (1997) – *Klimaanalyse-und Planungshinweiskarten der Region Basel.* MCR Lab., University of Basel, Basel.

Keiser, D.T.; Griffiths, J.F.(1997) - Problems associated with homogeneity testing in climate variations studies: a case study of temperature in the northern great plains, U.A.S., *International Journal of Climatology*, 17, p. 497-510.

Kimura, F.; Kuwagata, T.(1995) – Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using a simple mixed-layer model and a numerical model. *Journal of Applied Meteorology*, 34, p. 549-558.

Kuwagata, T.; Kimura, F. (1995) – Daytime boundary layer evolution in a deep valley. Part I: Observations in the Ina valley. *Journal of Applied Meteorology*, 34, p.1082-1091.

Lamarque e Jourdain (1994)- Elaboration de longues séries climatologiques homogènes pour l'étude de l'évolution climatique. *La météorologie*, 7, 61-68

Lautensach, H. (1929) - Eiszeitstudien in der Serra da Estrela (Portugal). *Zeitschrift für Gletcherkunde*, Berlin, 17, p. 324-369.

Lautensach, H. (1932) - Estudo dos glaciares da Serra da Estrela. *Memórias e Notícias*, Coimbra, 6, p. 1-60 (trad. Lautensach, 1929).

Lillesand, T.; Kiefer, W.(2000) – *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley &Sons, inc. 724p.

Linacre, E. (1992) – *Climate data and resources*. Routledge, Londres, 366p.

Lopes, A. (2003) – *Modificações no clima de Lisboa como consequência do crescimento urbano. Vento, ilha de calor de superfície e balanço energético*. Tese apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, para a obtenção do grau de Doutor em Geografia Física, 360p.

Lopes, A. (1998) – Contrastes térmicos nocturnos e acumulação de ar frio em áreas urbanas do sul da Península de Lisboa. *Finisterra–Revista Portuguesa de Geografia*, ,66, Lisboa, p. 25-40

Lopes, A. (1995) – Drenagem e acumulação de ar frio em noites de arrefecimento radiativo. Um exemplo no vale de Barcarena (Oeiras). *Finisterra–Revista Portuguesa de Geografia*, 59-60, Lisboa, p. 49-164.

Lopes, A.; Vieira, H. (2001)- Heat fluxes from Landsat images: a contribution to Lisbon urban planning. *In* Jurgens, C., (Eds), *Remote sensing of urban areas/Fernerkundung in urbanen raumen*., Regensburg, 169-176p.

Lopes, A.; Mestre. O; Merlier, C; Andrade, H.; Fonseca, I.; Alcoforado. M.J. (1998) – Homogenisation and trends of temperature data séries in Portugal. Pre-Regional Conference Meeting on the Commission on Climatology, Évora, p.95-96.

Manton, M.J.; Della-Mart, P.M:; Haylock, M.R.; Hennessy, K.J.; Nicholls, N.; Chambers, L.E.; Collins, D.A.; Daw, G.; Finet, A.; Gunawan, D.; Inape, K.; Isobe, H.; Kestin, T.S.; Lefale, N.; Leyu, C.H.; Lwin, T.; Maitrepierre, L.; Ouprasitwong, N.; Page, C.M.; Pahalad, J.; Plummer, N.; Salinger, M.J.; Suppiah, R.; Tran, V.L.; Trewin, B.; Tibig, I.; Yee, D. (2001) - Trends in extreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and the south pacific: 1961-1998. *International Journal of Climatology*, 21, p.269-284.

Markham, L.B; Barker, J.L. (1986) - Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperature. New look-up tables. *Landsat Techinal Notes*. NASA, 3-8p.

Mather, P.M (2004)- *Computer processing of remotely-sensed imagens. An introduction*. Wiley, 324p.

Matulla, C.; Penlap, E.K.; Haas, P.; Formayer, H. (2003) - Comparative analysis of spatial and seasonal variability: Austrian precipitation during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 23, p. 1577- 1588.

Miranda, P. (2001) – *Meteorologia e Ambiente. Fundamentos da meteorologia, clima e ambiente atmosférico.* Universidade Aberta, Lisboa, 321p.

Mora, C. (1998) – *Aspectos do clima local da Arrábida*. Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 156p.

Mora, C.; Vieira, G. (2004) - Balance radiactivo de los altiplanos de la Sierra de la Estrella (Portugal) en una mañana de Invierno. Metodología y primeros resultados, *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, Madrid,99, 1-4, p.37-45.

Mora, C.; Vieira, G.; Alcoforado, M.J. (2001) – Daily minimum air temperatures in the Serra da Estrela, Portugal. *Finisterra–Revista Portuguesa de Geografia*, 71, Lisboa, p.49-59.

Nakamura, K. (1989) – Local climatological study of the nocturnal cold air drainage on the mountain slope. *Bulletin of Dohto University*, General Education, 8, p.53-145.

Narciso, F.; Vieira, G. T. (1999) – *Guia Geológico e Geomorfológico do Parque Natural da Serra da Estrela*. Parque Natural da Serra da Estrela, 112p.

Nicolau, M.R.R.C. (2002) – *Modelação e mapeamento da distribuição espacial de precipitação. Uma aplicação a Portugal Continental*. Dissertação apresentada para a obtenção do grau de Doutor em Engenharia do Ambiente pela Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia, 356p.

North, P.R.J. (2002)- Estimation of f_{APAR}, LAI, and vegetation fractional cover from ATSR-2 magery. *Remote Sensing of Environment*, 80, p.114-121.

Oke, T.R. (1987) – *Boundary layer climates*. Routledge, Londres, 435p.

Orgil M.M; Kincheloe J.D.; Sutherland R.A. (1992) – Mesoescale influences on nocturnal valley drainage winds in western Colorado valleys. *Journal of Applied Meteorology*, 31, p.121-141.

Palacios, D.; Sánchez-Colomer, M.G. (1997) - The distribution of high mountain vegetation in relation to snow cover: Peñalara, Spain. *Catena*, 30, p. 1-40.

Parker, D.E.; Legg, T.P.; Folland, C.K. (1992) - A new daily Central England temperature series, 1772-1991. *International Journal of Climatology*, 12 , p.317-342.

Parlow, E. (2003) – The urban heat budget derived from satellite data. *Geographica Helvetica*, 58.

Parlow, E. (1998) – Net radiation of urban areas. in Gundmandsen (ed.). *Future Trends in Remote Sensing*, Balkema, Rotterdam, p.221-484.

Parlow, E. (1996a) – Land-use classification of urban agglomeration of Basel/Switzerland. Combining multisensoral satellite data from Landsat-TM and ERS-1. *Progress in Environmental Remote Sensing Research and Applications*. Parlow (ed.), Balkema, Rotterdam, p.77-82.

Parlow, E. (1996b) - Correction of terrain controlled illumination in satellite data. *Progress in Environmental Remote Sensing and Applications*. Parlow (ed.) Balkema, Rotterdam, p. 139-142.

Parlow, E. (1996c) - Determination and intercomparison of radiation fluxes and net radiation using landsat-TM-data of Liefdefjorden/NW – Spitsbergen. *Proceedings of the Fourth Symposium os Remote Sensing of the Polar Environments*. Lyngby, 27-32p.

Parlow, E.; Scherer, D.; Fehrenbach, U,;Beha, H.-D. (1997) – Satellite-Based Climate analysis of Basel/Switzerland. *Proc. 3rd ERS Symp. On Space at the service of our environment,* Florence, p.271-274.

Parlow, E.; Scherer, D.;Beha, H.-D.; GoBmann, H.; Braun, H.-M. (1996) – Urbam climatological parameters derived from multisensor satellite data of ERS – 1 and Landsat – TM. *Proceedings of the second ERS Application workshop,* Londres, p. 173-178.

Pax-Lenney, M.; Woodcock, C.E.; Macomber, S.A. (2001) – Forest mapping with a generalized classifier and Landsat TM data. *Remote Sensing of Environment,* 77, Elsevier, p.241-250.

Penalba, O.C.; Vargas, W.M. (1993) – Study of homogeneity of precipitation in a region in the province of Buenos Aires, Argentina. *Theoretical and Applied Climatology,* 47, p. 223-229.

Pepin, N. (2001) – Lapse rate changes in northern England. *Theoretical and Applied Climatology*, 68, p.1-16.

Pepin , N.; Losleben, M. (2002) – Climate change in the Colorado rocky mountains: free air versus surface temperature trends. *International Journal of Climatology,* 22, p. 311-329.

Petersom, T.; Easterling, D.R. (1994) - Creation of homogeneous composite climatological reference series. *International Journal of Climatology*, 14, p. 671-679.

Peterson, T.C.; Easterling, D.R.; Karl, T.R.; Groisman, P.; Nicholls, N.; Plummer, N.; Torok, S.; Auer, I.; Boehm, R.; Gullett, D.; Vincent, L.; Heino, R.; Tuomenvirta, H.; Mestre, O.; Szentimrey, T.; Salinger, J.; Forland, E.J.; Hanssen-Bauer, I.; Alexandersson, H.; Jones, P.; Parker, D. (1998) - Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. *International Journal of Climatology*, 18, p. 1493-1517.

Piccarreta, M.; Capolongo, D.; Boenzi, Federico (2004) - Trend analysis of precipitation and drought in Basilicata from 1923 to 2000 within a southern Italy context. *International Journal of Climatology*, 24, p. 907-922.

Pinto da Silva, A.R.; Teles, A.N. (1980) – *A flora e a vegetação da Serra da Estrela*. Parque Natural da Serra da Estrela.

Puvaneswaran, K.M.; Smithson, P.A. (1993) - An objective classification of homogeneous rainfall regimes in Sri Lanka. *Theoretical and Applied Climatology*, 43, p. 133-145.

Ramos, C. (1987) - A influência das situações anticiclónicas no regime de precipitação em Portugal. Finisterra–*Revista Portuguesa de Geografia*, XXII, 43, Lisboa, p.5-38.

Ramos, M. (1995) - Automatic device to measure the active permafrost layer near the Spanish Antarctic Station. *Terra Antarctica*, 2, 1, p. 61-63.

Ramos, M.; Gómez Ortiz, A.; Salvador Franch, F.; Schulte, L. (1998) - Evolución térmica de la capa activa en la estación geomorfológica de la planicie La Feixa-La Màniga, 2.150 m (macizo de Calmquerdós. Pirineo Oriental). *In* Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Schulte, L., García Navarro, A. (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Estudios recientes, Publicaciones Universidad de Barcelona, Barcelona, p.73-97.

Ramos, M.; Vieira, G.; Crespo, F.; Bertón, L. (2002) - Seguimiento de la evolución temporal del gradiente térmico de capa activa en las proximidades de la B.A.E. Juan Carlos I (Antártida). *In* Serrano, E.; García de Celis, A. (eds.), *Periglaciarismo en montaña y altas latitudes*. Universidad de Valladolid, p.91-125.

Ramos, M.; Vieira, G. (2003) - Variabilidad térmica de la capa activa y evaluación de la energía perdida por el suelo durante el proceso de congelación en la Isla Livingston (Antártida). Inviernos de 2000, 2001 y 2002. *Programa y resumenes de las comunicaciones*, VI Reunión IPA-España, El periglaciarismo en relación com otros procesos, San Ildefonso – La Granja (Segovia-Espanha), 25 a 27 de Junho, 18-20, p. 36-39.

REKLIP (1995) – *Atlas Climatique du Fossé Rhénan Méridional.* IFG, Strasbourg, 212p.+volume de cartas.

Retallack, B.J. (1979) – Meteorologia. Volume II. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa, 173p.

Ribeiro, O. (1949) - *Le Portugal Central. Livret-Guide de l'excursion*. Congrès International de Géographie. Lisbonne.

Ribeiro, O. (1954) - Estrutura e relevo da Serra da Estrela. *Boletin de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Tomo homenaje a E. Hernández-Pacheco), p. 549-566.

Ribeiro, O.; Lautensach, H.; Daveau, S. (1994) – *Geografia de Portugal. II. O ritmo climático e a paisagem*. Edições João Sá da Costa, Lisboa, 280p.

Rolland, C. (2003) – Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rate in Alpine regions. *Journal of Climate*, 16, p. 1032-1046.

Sarmiento, G. (1986) – Ecological features of climate in high tropical mountains. *High altitude tropical biogeography*. Vuilleumier e Monasterio (eds.), p.11-48.

Scherer, D.; Fehrenbach, U.; Parlow, E.; Beha, D. (1996) – Determination of aggregated aerial types from a Landsat-TM and ERS-1 based land-use classification for the agglomeration of Basel/Switzerland. *Progress in Environmental Remote Sensing and Applications*. Parlow (ed.), Balkema, Rotterdam, p. 197-142-200.

Scherer, D.; Matthias, B. (1997) – Determination of the solar albedo of snow-covered regions in complex terrain. In *Proceeding of the EARSel Workshop. Remote Sensing of Land ice and snow*. Wunderle (ed), Freiburg, p.21-29.

Scherer, D.; Parlow, E. (1996) – Terrain as an importantet controlling factor for climatological, meteorological and hydrological processes in NW- Spitsbergen. *Z.Geomorph.N.F*., 97, Berlim, p.175-193.

Seppälä, M. (2002) – Relief control of summer wind direction and velocity: a case study from Finnish Lapland. *Norwegian Journal of Geography*, 56, p. 117-121.

Seppälä, M. (2004) - *Wind as a geomorphic agent in cold climates*. Studies in polar research. Cambridge University Press, 358p.

Simpson, J.E. (1994) – *Sea breeze and local wind*. Cambridge University Press, Cambridge, 234p.

Sturman, A.P.; Mcgowan, H.A.; Spronken-Smith, R.A. (1999) – Mesoscale and local climates in New Zealand. *Progress in Physical Geography*, 23,4, p. 611-635.

Svensson, C.; Jakob, D. (2002) – Diurnal and seasonal characteristics of precipitation at an upland site in Scotland. *International Journal of Climatology*, 22, p.587-598.

Thompson, A. H. (1967) – Surface temperature inversions in a canyon. *Journal of Applied Meteorology*, 6, p.287-296.

Trigo, R.M. e da Câmara, C. (2000) – Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology*, 20, p. 1559-1581.

Troll, C. (1973) – Geoecology and the world-wide differentiation of high-mountains ecosystems. *Geographica*, p. 143-155.

Troll, C. (1972) – The upper limit of aridity and arid core of high Asia. *Geoecology of the high mountain regions of Eurasia* (Erdwissenschaftliche Forschung 4): 237-247. Wiesbaden (Steiner).

Tuomenvirta, H. (2001) - Homogeneity adjustments of temperature and precipitation series-finnish and nordic data. *International Journal of Climatology*, 21, p. 495-506.

Ventura, J. E. (1988) - *Temperaturas máximas e mínimas em Portugal continental, tentativa de representação cartográfica*. L.A.G.F., rel. nº28, C.E.G., Lisboa, 90p.

Ventura, J.E. (1996) – *Aspectos da distribuição espacial das chuvas no Sul de Portugal*, Área de Geografia Física e Ambiente, relatório nº36, CEG, 92p.

Vicent, L.A. (1998)- A technique for the identification of inhomogeneities in Canadian temperature series. *Journal of Climate*, 11, p. 1094-1104.

Vicent, L.A. e Zhang, X. (2002) – Homogenization of daily temperatures over Canada. *Journal of Climate*, 15, p. 1322-1334.

Vieira, G.T. (2004) – *Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela. Ambientes frios do Plistocénico superior e dinâmica actual*. Dissertação de doutoramento apresentada F.L. da U.L., 724 p.

Vieira, G. (2000) - Cálculo do efeito de sombra com o Sistema de Informação Geográfica ILWIS 2.1. *Documentos de Trabalho*. C.E.G. Lisboa, 3 p.

Vieira, G.T.; Mora, C. (1998) - General characteristics of the climate of the Serra da Estrela. *In* Vieira (ed.), *Glacial and Periglacial Geomorphology of the Serra da Estrela. Guidebook for the field-trip*. IGU Commission on Climate Change and Periglacial Environments, University of Lisbon, Lisbon, p. 26-36.

Vieira, G. T.; Mora, C.; Ramos, M. (2000) - Registadores automáticos de baixo-custo para a monitorização de temperaturas do ar, da rocha e do solo, *Finisterra-Revista Portuguesa de Geografia*, 69, p. 139-148.

Vieira, G.; Mora, C.; Gouveia, M.M. (2004) - Oblique rainfall and contemporary geomorphological dynamics (Serra da Estrela, Portugal), *Hydrological Processes*, 18, p. 807-824.

Vieira, G.; Mora, C.; Ramos, M. (2003) - Ground temperature regimes and geomorphological implications in a Mediterranean mountain (Serra da Estrela, Portugal), *Geomorphology*, 52, p. 57-72 .

Waters, R., Allen, R., Tasumi, M., Trezza, R.; Bastiaanssen, W. (2002)- Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL). *Advanced Training and Users Manual*. 97p.

Whiteman, C. D.; Mckee, T.B. (1982) – Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys, Part II: Thermodynamic Model, *Journal of Applied Meteorology*, 21, p.290-302.

Whiteman, C.D. (2000) – *Mountain Meteorology*. Oxford Univerrsity Press, Nova Iorque, 355p.

Wijngaard, J.B.; Klein Tank, A.M.G.; Konnen, G.P. (2003) - Homogeneity of 20th century european daily temperature and precipitation. *International Journal of Climatology*, 23, p.679-692.

Wilks, D.S.(1995) – *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, 467p.

Williams, P.J.; Smith, M.W. (1989) – *The frozen earth*. Cambridge University Press, Cambridge, 306p.

Wulder, M.A.; Franklin, S.E. (2002)-Remote sensing methods in medium spatial resolution satellite data land cover classification of large areas, *Progress in Physical Geography*, Vol. 26, No. 2, pp. 173-205.

Yoshino, M.M. (1975) – *Climate in a small area*. University of Tokyo Press, Tóquio, 549p.

DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS

Cartas topográficas e geológicas

Carta Militar de Portugal, 1:25.000, folha 213 (Manteigas), Instituto Geográfico do Exército, Ed. 3, 1998.

Carta Militar de Portugal, 1:25.000, folha 223 (Loriga/Seia), Instituto Geográfico do Exército, Ed. 2, 1993.

Carta Militar de Portugal, 1:25.000, folha 224 (Teixoso/Covilhã), Instituto Geográfico do Exército, Ed. 3, 1998.

Carta Militar de Portugal, 1:25.000, folha 234 (Unhais da Serra/Covilhã), Instituto Geográfico do Exército, Ed. 2, 1993.

Carta Militar de Portugal, 1:25.000, folha 235 (Covilhã), Instituto Geográfico do Exército, Ed. 2, 1993.

Planta Aerofotogramétrica, 1:10.000, 1988

Planta Aerofotogramétrica, DGSH, 1:5.000, 1948.

Carta Geológica de Portugal, 1:50.000, folha 17-D (Gouveia), Serviços Geológicos de Portugal, 1967.

Carta Geológica de Portugal, 1:50.000, folha 20-B (Covilhã), Serviços Geológicos de Portugal, 1974.

Carta Geológica simplificada do Parque Natural da Serra da Estrela, 1:75 000, Parque natural da Serra da Estrela, 1999.

Fotografias aéreas

Escala aproximada 1:15.000, Instituto Português de Cartografia e Cadastro, 1989 e 1992, fotos correspondentes às folhas da Carta Militar de Portugal na escala 1:25.000 números 213,.

Ortofotografias

Ortofotografias digitais georeferenciadas em falsa cor (resolução espacial de 1 m), voo de 1995, correspondentes às folhas da Carta Militar de Portugal acima enumeradas, CNIG/ IGP .

DOCUMENTAÇÃO ESTATÍSTICA

Anuários Climatológicos de Portugal do Instituto de Meteorologia e Geofísica, Lisboa.

O clima de Portugal, Normais climatológicas 1941-70 do Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa.

Boletins Meteorológicos Diários, Instituto de Meteorologia.

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1 – Perfil topográfico das montanhas mais elevadas segundo faixas latitudinais. São indicados os limites altitudinais máximos e mínimos das neves perpétuas e da floresta (Barry, 1992, p.2) 9

1.2 - Escalas de análise climática propostas para as áreas de montanha (Yoshino adaptada por Barry, 1992, p. 12). M – escala microclimática, T-escala topoclimática, R- escala macroclimática. 12

1.3 - Escalas temporais e espaciais para vários tipos de fenómenos meteorológicos. A área a cinzento representa os fenómenos do domínio da camada limite (Oke, 1987, p.4, adaptado de Smagorinsk, 1974). 13

1.4 – Efeitos climáticos do aumento da latitude. O sinal + significa que o efeito faz com que a variável dependente varie no mesmo sentido da variável que o controla. O sinal – significa que o efeito faz com que a variável dependente varie no sentido contrário da variável que o controla. (adaptado de Evans, 1977). 15

1.5 – Efeitos climáticos do aumento da continentalidade. O sinal + significa que o efeito faz com que a variável dependente varie no mesmo sentido da variável que o controla. O sinal – significa que o efeito faz com que a variável dependente varie no sentido contrário da variável que o controla. (adaptado de Evans, 1977). 20

1.6 - Variação da precipitação média anual com a altitude nos climas equatoriais (E), nos tropicais (T), a latitudes médias (M), nas zonas polares (P) e um padrão de transição entre os 30 e os 40ºN (Tr). (adaptado de Barry, 1995, p.233, adaptado de Lauscher, 1976). 29

1.7 – Atraso na progressão das frentes quando encontram uma barreira montanhosa (t_1 a t_5, são intervalos de tempo regulares que mostram a diminuição da velocidade). De notar que o ar frio fica retido nas áreas deprimidas. Depois de ultrapassarem a montanha as frentes sofrem uma aceleração (Whiteman, 2002, p. 161). 33

1.8 – Tipos de fluxo resultantes do efeito das montanhas. (a) fluxo laminar, (b) fluxo com um *eddy*, (c) onda estacionária com formação de nuvens na crista e de nuvens do tipo rotor, (d) fluxo turbulento (Barry, 1992, p. 127). 36

1.9 - Deformações dos fluxos do vento sobre formas de relevo regulares (A) e irregulares (b) (adaptado de Oke, 1987, p. 183 e 185). Os círculos a preto correspondem aos locais de velocidade máxima e os brancos aos de velocidade mínima. 37

1.10 – Os tipos de Föhn. (a) – Föhn ciclónico numa atmosfera estável, mas com vento forte, (b) – Föhn ciclónico numa atmosfera menos estável, (c) – Föhn anticiclónico. T- temperatura do ar, P- pressão atmosférica, e- vapor de água. (Barry, 1992, p.148). 40

1.11 – Isotérmicas negativas de temperaturas do ar inferidas de 20 a 27 de Janeiro de 1994, com base em registos de temperatura a 100 e a 300 m de altura em relação ao fundo de vale do rio Connecticut (E.U.A., Hogan e Ferrick, 1997). 42

1.12 – Lei do co-seno da iluminação. (A) Cálculo do ângulo Θ entre a superfície e os raios solares. (B) Variação da razão entre a intensidade do fluxo radiativo (Ŝ) e a radiação numa superfície perpendicular aos raios solares (S_i), em função do ângulo Θ (Oke, 1987, p. 171). 44

1.13 - Geometria da radiação solar incidente num plano de uma vertente(Oke, 1987, p.346).

1.14 – Variação diurna da radiação solar incidente em superfícies com diferentes exposições e declives para 40º de latitude Norte: (A) equinócios; (B) solstício de Verão; (C) solstício de Inverno (c) (Oke, 1987, p. 173). 45

1.15 – Sistema de ventos diurnos (a) e nocturnos (b) nas áreas de montanha (Oke, 1987, p. 178). 48

1.16 – Diagrama onde se observam os níveis de transição num vale durante a drenagem nocturna de ar frio e, as relações com a velocidade e a direcção do vento e o perfil da temperatura. (Orgil *et al*, 1992). 49

1.17 – Drenagem de ar frio numa vertente segundo Nakamura. As linhas contínuas representam as isotérmicas (Nakamura, 1989 p. 135). 53

1.18 - Esquema da representação Camada Limite Planetária (*Planetary Boundary Layer – PBL*), com a formação do nível turbulento *Convective Boundary Layer* (CBL) diurno e do nível de inversão nocturno (NBL) (Garratt, 1994, p.146). 54

1.19 – Variação diurna da temperatura potencial no fundo do vale do Ina (Japão) a 12 de Maio de 1992. Na figura está representada camada limite planetária, com um nível inferior que corresponde ao nível turbulento (CBL) e que podem atingir uma espessura de 1000 no seu máximo, e o nível superior que tem uma estratificação estável e que vai aquecendo gradualmente ao longo do dia (kuwagata e kimura, 1995). 54

1.20 - Representação da camada turbulenta diurna (CBL) de Verão e de Inverno entre o nascer do sol e o ocaso num vale de orientação N-S, a 40ºN e 0º. A base da camada está a traço contínuo e o topo a tracejado (Anquetin *et al*., 1998). 55

2.1 – Localização da Serra da Estrela. 62

2.2 - Topografia da Serra da Estrela e localização dos principais locais referidos no texto (curvas de nível com equidistância de 50m). 63

2.3 – Esquema da distribuição das variantes altitudinais na Estrela (adaptado de Jansen, 2002). 68

2.4 – Mapa do uso do solo na Serra da Estrela definido com base na classificação da imagem Landsat 5 TM de 27 de Junho de 1998. 69

2.5 - Regime da temperatura média, média máxima e média mínima, para o período de 1957 a 1985 (Fonte: Anuário Climatológico de Portugal do Instituto de Meteorologia e Geofísica). 74

2.6 – Precipitação média mensal para as normais climatológicas de 1941-70 nas estações meteorológicas das Penhas Douradas, Penhas da Saúde e Lagoa Comprida (Clima de Portugal, Normais climatológicas 1941-70, do Instituto de Meteorologia e Geofísica). 75

2.7 - Precipitação anual na área da Serra da Estrela (Extraído do mapa da precipitação de Portugal para o período de 1931-1960, na escala 1:50 000, *in* Daveau *et al.,* 1977). 76

2.8 – Perfil pluviométrico da Serra da Estrela. A linha contínua representa a precipitação em mm e a descontínua, o número de dias de precipitação. (Daveau *et al*., 1977). 76

2.9 - Número anual de dias com precipitação na área da Serra da Estrela (Extraído do mapa da precipitação de Portugal, no período de 1931-1960, na escala 1:50 000, *in* Daveau *et al.* 1977). 77

2.10 – Precipitação e trajectória das massas de ar na Serra da Estrela em Dezembro de 1959 e Fevereiro de 1960 (Daveau *et al*., 1977) 78

2.11 – Valores mensais da precipitação nas Penhas da Saúde ocorridos no período de 1942 a 1968 (Daveau, 1972). 79

2.12 – Número de dias de chuva e de neve na Serra da Estrela (Clima de Portugal, Normais climatológicas de 1941-70, Instituto de Meteorologia e Geofísica). 80

2.13 - Número médio de dias com neve no período de 1957 a 1985 (Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica). 81

2.14 - Número de dias de solo coberto de neve no período de 1957 a 1985 (Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica). 82

2.15 - Número de dias com nevoeiro no período de 1957 a 1985 (Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica). 82

2.16 - Rumo do vento nas Penhas Douradas (no período de 1953/84, Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica). 83

2.17- Velocidade do vento nas Penhas Douradas (no período de 1953/84, Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica). 84

2.18 - Rumo do vento na Lagoa Comprida (no período de 1953/84, Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica).....84

2.19 - Velocidade do vento na Lagoa Comprida (no período de 1953/84, Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica).....85

2.20 - Rumo do vento nas Penhas da Saúde (no período de 1953/84, Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica).....85

2.21 - Velocidade do vento nas Penhas da Saúde (no período de 1953/84, Anuário Climatológico de Portugal, Instituto de Meteorologia e Geofísica).....86

3.1. – Localização das estações meteorológicas, dos postos udométricos e dos termométricos na serra (arranjar figura).....92

3.2.- Gráfico de dupla acumulação da série de precipitação das Penhas Douradas em relação à série de referência, que foi construída com base na média acumulada dos postos com maior correlação com as Penhas Douradas. Trata-se de uma série considerada aleatória pelos 3 testes não paramétricos (p=0,05) e com variações de declive inferiores a 10%.....99

3.4 - Precipitação anual, máxima, decil 9, quartil 75, mediana, quartil 25 e mínima para as várias estações, no período de 1953/84.....100

3.5 - Variação da precipitação mensal, máxima, decil 9, quartil 75, mediana, quartil 25 e mínima, para as várias estações, no período de 1953/83.....102

3.6 – Dendrograma com a relação entre as 11 estações meteorológicas, segundo o método Ward, (PS – Penhas da Saúde, Cov-Covilha, PD-Penhas Douradas, VR-Vale de Rossim, LC – Lagoa Comprida, Fundão, Valh-Valhelhas, CELO-Celorico, FORNOS- Fornos de Algodres, Seia e Gouveia), e gráfico de projecção da distância entre os patamares. 104

3.7 – Projecção da distância entre os patamares.

3.7 - Correlação entre a precipitação média mensal e a altitude, com a projecção da equação da recta e da posição das estações meteorológicas.....106

3.8 - Correlação entre os valores de precipitação média mensal observada e os resíduos de cada estação meteorológica. 107

3.9 – Frequência das situações sinópticas em dias com precipitação nas Penhas da Saúde superior à das Penhas Douradas (1960/70).....109

3.10 – Frequência das situações sinópticas em dias com precipitação nas Penhas Douradas superior à das Penhas da Saúde.....109

3.11 – Relação entre as situações sinópticas e a precipitação diária na estação das Penhas Douradas entre 1960 e 1970.....110

3.12 – Precipitação média em cada grupo de dias classificados pela análise em clusters.

3.13 – *Scores* canónicos da funções 1 e 2, evidenciando a posição dos 4 grupos de dias relativos à distribuição da precipitação na Serra da Estrela. 116

3.14 – Variação da temperatura média anual nas estações de Penhas Douradas, Lagoa Comprida, Penhas da Saúde, Nelas e Fundão, para o período estudado. 123

3.15 - Variação da temperatura média mensal nas estações de Penhas Douradas, Lagoa Comprida, Penhas da Saúde, Nelas e Fundão, para o período estudado. 123

3.16 - Variação da temperatura máxima média mensal nas estações de Penhas Douradas, Lagoa Comprida, Penhas da Saúde, Nelas e Fundão, para o período estudado 124

3.17 - Variação da temperatura mínima média mensal nas estações de Penhas Douradas, Lagoa Comprida, Penhas da Saúde, Nelas e Fundão, para o período estudado. 124

3.18 - Variação da temperatura mensal, decil 9, quartil 75, mediana e quartil 25, para as várias estações, no período de 1953/83. 125

3.19 – Temperatura media anual do ar estimada para a Serra da Estrela (curvas de nível com equidistância de 100m). 128

3.20 - Temperatura média do ar estimada para Janeiro (curvas de nível com equidistância de 100m). 128

3.21 – Temperatura média do ar estimada para Agosto (curvas de nível com equidistância de 100m). 129

4.1 - Propagação da radiação electromagnética (adapatado de Lillesand e Kieffer, 2000). 139

4.2 – Características espectrais da transmitância da atmosfera para cada banda (adaptado de Lillesand e Kieffer, 2000). 142

4.3 - Modelo Digital de Terreno da Serra da Estrela (pixel = 30m). 143

4.4 – Modelos derivados do Modelo Digital de Terreno da Serra da Estrela. A- Modelo de exposições das vertentes. B- Modelo de declives. 144

4.5 – Distribuição dos *Sky view factors* na Serra da Estrela. 145

4.6 – *Colour composite* (RGB) da imagem de Landsat 5TM de 27 de Junho de 1998, elaborada com base nas bandas 2, 4 e 7. 147

4.7 – Metodologia adoptada para a classificação do uso do solo a partir da imagem Landsat 5 TM. 148

4.8 – Mapa de uso do solo na Serra da Estrela definido com base na classificação da imagem Landsat 5 TM de 27 de Junho de 1998. 150

4.9 – Percentagem de pixeis ocupados por cada uma das classes de uso do solo. 151

4.10 - Imagem *color composit* (RGB) da Serra da Estrela que considera a banda 5, 4 e 2 da imagem Landsat 5 TM de 3 de Fevereiro de 1992. 152

4.11 - Metodologia aplicada no cálculo do balanço radiativo a partir das imagens Landsat 5TM 154

4.12 - Distribuição dos valores de $cos\theta$ na Serra da Estrela para as 9h30 do dia 27 de Junho. 156

4.13 – $Cos\theta$ calculado para a Serra da Estrela para o dia 3 de Fevereiro de 1992. 157

4.14 – Valores de albedo por classe de uso do solo na Serra da Estrela (27 de Junho de 1998). Os números indicam grupos com semelhantes valores de albedo. 159

4.15 – Albedo calculado para a Serra da Estrela às 9h30min do dia 3 de Fevereiro de 1992. 160

4.16 – Albedo calculado para a Serra da Estrela às 9h30min do dia 27 de Junho de 1998. 160

4.17 – Percentagem de píxeis em cada classe de albedo. A- modelo Fevereiro e B-modelo Junho. 161

4.18 - Variação do albedo ao longo do perfil topográfico do Piornal- Covilhã, com orientação NW-SE, para 3/2/92 e 27/06/98. 161

4.19 - Radiação solar potencial incidente na Serra da Estrela às 9h30min de 27 de Junho 1998 (em Wm^{-2}). 164

4.20 - Radiação solar potencial incidente na Serra da Estrela às 9h30 de 27 de Junho (em Wm^{-2}). 165

4.21 - Auto-ocultamento calculado para a Serra da Estrela a 3 de Fevereiro de 1992 às 9h e 30 minutos (as áreas à sombra estão representadas por 0). 166

4.22- Ocultamento pelo relevo na Serra da Estrela (sombra) calculado para 3 de Fevereiro de 1992 às 9h e 30 minutos (as áreas à sombra estão representadas por 0). 167

4.23 – Modelo de sombra total na Serra da Estrela (auto-ocultamento+ocultamento) calculado para 3 de Fevereiro de 1992 às 9h e 30 minutos. 168

4.24 - Radiação solar incidente na Serra da Estrela a 3 de Fevereiro de 1992 às 9h e 30 minutos (medida em Wm^{-2}). A- radiação directa e B- radiação difusa. 169

4.25- Radiação incidente de curto comprimento de onda (Irradiância solar) na Serra da Estrela em 3 de Fevereiro de 1992 às 9h e 30 minutos (medida em Wm^{-2}). 170

4.26 – Radiação solar potencial incidente na Serra da Estrela. 171

4.27 – Histogramas com as classes de cada modelo de radiação potencial incidente de pequeno comprimento de onda. A- Imagem de Fevereiro e B-Imagem de Junho. 173

4.28- Variação da radiação solar potencial incidente ao longo do perfil topográfico do Piornal - Covilhã, com orientação NW-SE,, para 3/2/92 e 27/06/98. 173

4.29 – Índices de vegetação na Serra da Estrela às 9h30min: A – NDVI do dia 3 /2/ 1992; B– NDVI do dia 27/ 6/ 1998; C – SAVI do dia 3/2/ 1992; D – SAVI do dia 27/6/1998; E – LAI do dia 27/6/ 1998; F – LAI do dia 3/2/ 1992. 177

4.30 – Emissividade (ε_o) na Serra da Estrela. 180

4.31 - Temperaturas de superfície da Serra da Estrela (K). 182

4.32 – Radiação de grande comprimento de onda (em Wm^{-2}) emitida na Serra da Estrela para as 9h30 min do dia: A- 3 de Fevereiro de 1992 (em Wm^{-2}); B- 27 de Junho de 1998. 184

4.33 – Temperatura do ar (K)estimada para a Serra da Estrela para as 9h30 min do dias: A- 3/2/ 1992; B- 27/6/1998. 186

4.34 – Radiação de grande comprimento de onda (Wm^{-2}) recebida na Serra da Estrela para as 9h30 min dos dias: A- 3/2/1992; B – 27/ 6/1998. 187

4.35 - Balanço radiativo na Serra da Estrela (Wm^{-2}). 189

4.36 – Histogramas dos modelos de balanço radiativo: A- 3/2/1992 e B- 27/6/1998. 193

4.37 - Variação do balanço radiativo ao longo do perfil topográfico do Piornal - Covilhã, com orientação NW-SE, para 3/2/92 e 27/06/98. 194

4.38 - Modelos necessários para calcular as áreas à sombra para as 12h de 3/2/92 na Serra da Estrela:A-Áreas à sombra; B- Áreas em auto-ocultamento C- Sombra total. 197

4.39 – *Cosθ* calculado para as 12h de 3/2/92 na Serra da Estrela 199

4.40 – Radiação solar difusa calculada para as 12h de 3/2/92 na Serra da Estrela (em Wm^{-2}). 199

4.41 – Radiação solar directa, para as 12h de 3/2/92, na Serra da Estrela (em Wm^{-2}). 200

4.42 - Radiação solar potencial, para as 12h de 3/2/92, na Serra da Estrela (em Wm^{-2}). 200

4.43 - Balanço radiativo estimado para a Serra da Estrela para as 12h do dia 3 de Fevereiro de 1992 (em Wm^{-2}). 200

4.44 – Equação da recta de regressão entre o balanço radiativo e a radiação solar potencial para as 9h30min do dia 27 de Junho de 1998. 201

4.45 - Radiação solar directa para as 12h de 27 de Junho de 1998 (em Wm^{-2}). 202

4.46 - Radiação solar difusa para as 12h de 27 de Junho de 1998 (em Wm^{-2}). 202

4.47 – Radiação solar potencial para as 12h de 27 de Junho de 1998 (em Wm^{-2}). 202

4.48 - Balanço radiativo estimado para as 12h do dia 27 de Junho de 1998 (em Wm^{-2}). 203

4.49 - Localização dos perfis topográficos com orientação NNE-SSW, situados entre a Torre - Penhas Douradas e o Alto da Pedrice - Curral do Vento. 204

4.50 – Elementos do balanço radiativo no perfil do Alto da Torre - Penhas Douradas a 2 de Fevereiro de 1992, às 9.30h (A - Azimbres, C - Conchos, FP - Fraga das Penas, FPC - Fragão do Poio dos Cães, T - Torre, VC- Vale do Conde e VR- Vale de Rossim). 205

4.51 – Elementos do balanço radiativo no perfil do Alto da Pedrice - Curral da Nave a 2 de Fevereiro de 1992, às 9.30h (AP - Alto da Pedrice, CN - Curral da Nave, MA - Malhada Alta, PB - Poios Brancos, PS –Penhas da Saúde e VB - Vale de Beijames). 206

5.1 - Características da estação para monitorização da temperatura do ar (Vieira *et al.*, 2000). 214

5.2 – localização dos postos termométricos e da estação meteorológica da Torre. 1- Torre, 2- Cântaro Gordo, 3-Covão Cimeiro, 4-Candieira, 5- Fraga das Penas, 6- Piornal, 7- Zêzere estrada florestal, 8- Zêzere meia-vertente, 9- Vale do Zêzere-ASE, 10- Zêzere Lagoa Seca, 11- Curral da Nave, 12-Poios Brancos, 13- Alto da Pedrice. 215

5.3 – Locais de instalação dos postos termométricos situados nos interflúvios (Alto da Torre - nº1; Cântaro Gordo-nº2; Piornal -nº6; Alto da Pedrice -nº13; Poios Brancos - nº12 e Fraga das Penas-nº5). 217

5.4 – Locais de instalação dos postos termométricos situados a meia vertente (Vale do Zêzere – Lagoa Seca -nº10; Vale do Zêzere- Estrada Florestal -nº7 e Vale do Zêzere – meia vertente -nº8). 219

5.5 – Locais de instalação dos postos termométricos situados em áreas deprimidas (Covão Cimeiro-nº3; Candieira-nº4; Vale do Zêzere – ASE-nº9 e Curral da Nave -nº11). 220

5.6 - Variação da temperatura mínima média diária para todos os postos termométricos e estação meteorológica das Penhas Douradas em 2000 231

5.7 - Variação da temperatura máxima média diária para todos os postos termométricos e estação meteorológica das Penhas Douradas em 2000. 232

5.8 - Variação da temperatura do ar nos postos do Cântaro Gordo (a azul) e do vale do Zêzere-ASE (vermelho) em 2000 232

5.9 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 1 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 237

5.10 – Frequência de ocorrência dos vários tipos de padrão térmico instantâneo da primeira classificação. 238

5.11 – Horas de ocorrência dos padrões térmicos instantâneos para a primeira classificação. 238

5.12 – Frequência de ocorrência dos padrões térmicos horários por cada hora para a primeira classificação. 240

5.13 – Frequência mensal dos padrões térmicos instantâneos. 240

5.14 - Diferença da temperatura do ar em relação ao posto do Cântaro Gordo em situações classificadas como padrão 2 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 241

5.15 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 3 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 242

5. 16 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 4 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 243

5.17 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 5 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 244

5.18 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 6 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 245

5.19 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 7 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 246

5.20 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 8 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, média, 1º quartil e mínimo). 247

5.21 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 9 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 247

5.22 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 10 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 248

5.23 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 11 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 249

5.24 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 12 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 249

5.25 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 13 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 250

5.26 – Projecção das funções e dos padrões. 255

5.27 – Frequência dos padrões térmicos horários, para a segunda classificação. 257

5.28 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 1 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 257

5.29 - Frequência de ocorrência dos padrões térmicos horários por mês, para a segunda classificação. 258

5.30 - Frequência de ocorrência das horas por padrão térmico, para a segunda classificação. 258

5.31- Frequência de ocorrência dos padrões térmicos por hora, para a segunda classificação. 258

5.32 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 2 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 259

5.33 – Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 3 (a diferença é em ºC e está representado o valor: máximo, 3º quartil, mediana, 1º quartil e mínimo). 260

5.34– Diferença da temperatura do ar, em relação ao posto do Cântaro Gordo, para situações classificadas como padrão 4 (a diferença é em ºC e está representado o valor: -máximo, 3º quartil, média, 1º quartil e mínimo). 261

5.35- Projecção dos *scores* canónicos dos padrões segundo as 2 funções, para a 2ªclassificação. 264

5.36 – Perfis topográficos transversais nos vales do Zêzere e Candieira com a localização dos postos termométricos. 267

5.37 – Hora de ocorrência da temperatura mínima diária entre 27/12/1999 e 27/3/00. 268

5.38 - Média da diferença da temperatura dos postos termométricos, em relação ao Piornal para os *clusters* 1 e 2. No cluster 1 as diferenças são negativas para locais de fundo de vale, enquanto no cluster 2 são positivas. 271

5.39 -Perfil topográfico entre o Covão Cimeiro e a Fraga das Penas e perfis térmicos, com a variação das temperaturas médias do ar observadas em episódios classificados no *cluster* 1 e 2. 272

5.40 - Regressão entre as temperaturas médias do ar registadas em episódios classificados no *cluster* 2 e a altitude dos postos termométricos. 273

5.41 - Velocidade do vento no Inverno de 1999/2000 na estação da Penhas Douradas. 273

5.42 – Frequência e rumo do vento registada nas Penhas Douradas para os *clusters* 1 e 2 275

5.43 - Nebulosidade no Inverno de 1999/2000 na estação da Penhas Douradas. 275

5.44- Localização dos postos termométricos do Cântaro Gordo e do Covão Cimeiro. 276
5.45- Topografia do circo glaciário do Covão Cimeiro e localização dos postos termométricos. 276
5.46 – Aspectos das vertentes sul do Cântaro Gordo (a) e da vertente norte do Cântaro Magro (b), que envolvem o Covão Cimeiro 277
5.47- Diagramas solares com a projecção do relevo para o Cântaro Gordo (diagramas à direita, para os dois semestres) e para o Covão Cimeiro (diagramas à esquerda, para os dois semestres). 279
5.48 – Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2h em 2h, para o padrão 1. 280
5.49 – Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 2. 281
5.50- Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 3. 281
5.51 - Variação da temperatura do ar (ºC), registada a cada 2h, para o tipo padrão 4. 282
5.52- Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 5. 282
5.53- Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 6. 283
5.54- Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 7. 283
5.55- Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 8. 284
5.56- Variação da temperatura do ar (ºC), registada de 2 em 2h, para o padrão 9. 284
5.57- Projecção dos *scores* canónicos dos padrões segundo as duas funções 289
5.58- Temperatura do ar registada nos postos termométricos (ASE – vale do Zêzere, Lagoa Seca, ZMV-Zêzere meia vertente, ZEF- Zêzere estrada florestal e Torre). 295
5.59 –Perfis transversais ao Vale do Zêzere entre a Nave de santo António e a Torre, com localização dos postos termométricos em funcionamento. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE. 295
5.60 – Variação da temperatura do ar em função da altitude, entre 11 e 15 de Abril de 2001, no vale do Zêzere. 297
5.61– Diferença da temperatura do ar entre os postos termométricos da Torre e do fundo de vale do Zêzere-ASE entre as 16h do dia 11 de Abril e as 9h do dia 15 de Abril de 2001. 298
5.62- Diferença de temperatura entre o posto da estrada Florestal e o fundo de vale-ASE entre as 12h do dia 11 de Abril e as 9h do dia 15 de Abril de 2001. 299
5.63 – Variação da temperatura do ar em altitude na noite de 11 para o dia 12 de Abril de 2001 no vale do Zêzere. 301
5.64 – Variação da temperatura do ar em altitude na noite de 12 para o dia 13 de Abril de 2001 no Vale do Zêzere. 301
5.65 – Variação da temperatura do ar em altitude na noite de 13 para o dia 14 de Abril de 2001 no vale do Zêzere. 303
5.66 – Variação da temperatura do ar em altitude na noite de 14 para o dia 15 de Abril de 2001 no vale do Zêzere. 303
5.67- Variação da temperatura do ar registada nos postos termométrico no dia12 Abril de 2001 (ASE – vale do Zêzere, Lagoa Seca, Zmv-Zêzere meia vertente, Ztop- Zêzere estrada florestal e Torre) 304
5.68 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere à **1h** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE. 305
5.69 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às 7h20min do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos

termométricos:A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE. 305

5.70 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **8h** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos:A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE. 306

5.71 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **10h10min** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE.....307

5.72 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **12h30min** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e D- Vale do Zêzere-ASE. 308

5.73 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **14h15min** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE.....308

5.74 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **16h** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE. 309

5.75 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **19h35min** do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE.....310

5.76 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **21h** do dia 12 Abril de -2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE. 310

6.1. - Mapa das unidades de relevo da Serra da Estrela. 326

6.2 – Classificação das vertentes da Serra da Estrela. 329

6.3 – Classificação dos planaltos da Serra da Estrela. 330

6.4. – Classificação dos fundos de vale da Serra da Estrela aplicando o *Sky View Factor*. 331

6.5. – Classificação das bacias da Serra da Estrela aplicando o *Sky View Factor*. 332

6.6. – Mapa de uso do solo da Serra da Estrela definido com base na imagem Landsat 5 TM de 27 de Junho de 1998. 333

6.7 – Andares bioclimáticos da Serra da Estrela (limiares altitudinais aproximados segundo Pinto da Silva e Teles, 1980). 335

6.8 – Os climas locais da Serra da Estrela. ....Anexo

6.9 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Planalto culminante", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 337

6.10 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno - (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Planalto intermédio", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 338

6.11 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Planalto inferior", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 339

6.12 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Cristas", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 340

6.13 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Portelas", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 340

6.14 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Rechãs", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 341

6.15 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Bacias abertas", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 342

6.16 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Bacias encaixadas", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 343

6.17 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Bacias muito encaixadas", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 344

6.18 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Fundos de vale abertos", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 345

6.19 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Fundos de vale encaixados", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 346

6.20 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Fundos de vale muito encaixados", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 347

6.21 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Vertentes expostas a Norte", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 348

6.22 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Vertentes expostas a Este", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 349

6.23 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Vertentes expostas a Sul", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 350

6.24 – Radiação solar directa potencial às 12h (linhas pretas) nos Solstícios de Inverno (esquerda) e Verão (direita) e variabilidade de declives e exposições dentro unidade climo-topológica "Vertentes expostas a Oeste", medida em percentagem da área total ocupada pela unidade (em mancha). A quadrícula indica a unidade de classificação de base, cujos valores foram sujeitos a interpolação posterior. 351

6.25 – Área ocupada por cada uma das unidades climo-topológicas da Serra da Estrela. 353

7.1- Localização dos pontos de observação. 360

7.2- Escalas de análise climática propostas para as áreas de montanha (Yoshino adaptada por Barry, 1992, p. 12). M – escala microclimática, T-escala topoclimática, R- escala macroclimática. 361

7.3 – Tipos de fluxo resultantes do efeito das montanhas. (a) fluxo laminar, (b) fluxo com um *eddy*, (c) onda estacionária com formação de nuvens na crista e de nuvens do tipo rotor, (d) fluxo turbulento (Barry, 1992, p. 127). 367

7.4 – Exemplos de tipos de nuvens observadas na Serra da Estrela. 369

7. 5 – Exemplos de tipos de nuvens observadas na Serra da Estrela. 369

7.6 – Desenvolvimento de nuvens convectivas no Alto da Torre num dia quente de Verão. 370

7. 7 – Nuvens lenticulares no Alto da Torre. 372

7.8 – Representação do efeito de Föhn na Serra da Estrela, com a ascensão das massas de ar húmidas de Oeste ao longo do flanco ocidental da Serra. 373

7.9 - Vista de NE (Poios Brancos) para o Planalto da Torre, onde se observa uma cobertura nebulosa que cobre o interflúvio e que representa o efeito de Föhn. 373

7.11 – Sincelos no anemómetro da estação meteorológica situada no Alto da Torre, no Inverno de 2000. 375

7.12 – Nevoeiro de irradiação nos vales que contactam com a Serra a ocidente, vista a partir do vale da Loriga. 376

7.13 – Inversão térmica no fundo do Vale do Zêzere, em Manteigas. É visível o nível da inversão devido à presença de nevoeiro de irradiação e de fumo das lareiras, que não consegue ultrapassar o topo da inversão. 378

7.14 – Sistema de ventos diurnos (a) e nocturnos (b) nas áreas de montanha (Oke, 1987, p. 178). 379

7.15 – Variação da temperatura do ar no vale do Zêzere entre 11 e 15 de Abril de 2001. 380

7.16 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às 7h20min do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE. 382

7.17 – Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às 14h15min do dia 12 Abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE. 382

7.18 – Vista para os circos glaciários do Covão da Ametade e Covão Cimeiro. Observa-se também o interflúvio do Cântaro Magro. 383

7.19 - Localização dos postos termométricos do Cântaro Gordo e do Covão Cimeiro.....384
7.20 - Localização dos postos termométricos do Cântaro Gordo e do Covão Cimeiro.....387

INDICE DE QUADROS

1.1 – Gradientes térmicos verticais referidos na bibliografia para várias regiões. 27

3.1 – Localização geográfica das estações meteorológicas e dos postos udométricos. 91

3.2 – Coeficientes de correlação da precipitação anual (1953/83) para as estações da Serra da Estrela, para α=0,05. Os coeficientes significativos estão sublinhados. 97

3.3 – Parâmetros relativos à precipitação registada nas estações com um coeficiente de variação menor ou igual a 0,4. 98

3.4 – Resultados da regressão entre a precipitação e a altitude, com base nos registos das estações da região da Serra da Estrela. 105

3.5 – Tipologia de classificação de situações sinópticas que podem dar origem a precipitação (Brandão e Fragoso, 1999). 108

3.6 – Correlações entre os dados de precipitação das 3 estações meteorológicas, entre 1989 e 1991. As correlações são significativas e o p< 0,05. 110

3.7 - Características dos grupos resultantes da análise em k-means. 112

3.8 - Parâmetros estatísticos e resultados da análise de variância (*one-way* ANOVA) relativa aos 4 grupos de dias com precipitação. As variáveis significativas com p<0,05 estão a negrito. 114

3.9 - Frequência de ocorrência do rumo do vento diário, registado nas Penhas Douradas e resultante das reanálises para os 4 grupos de dias classificados pela análise em *clusters*. 115

3.10 – Resultados da análise discriminante aplicada aos grupos de dias com precipitação. São também, apresentadas as variáveis consideradas na análise e os respectivos coeficientes canónicos. 116

3.11 - A previsão obtida a partir da análise discriminante aplicada os grupos com diferente distribuição da precipitação. 117

3.12 – Correlação entre as temperaturas médias mensais nas estações da região da Serra da Estrela. As correlações com p<0,05 estão a negrito. 121

3.13 – Correlação entre as temperaturas máximas mensais nas estações da região da Serra da Estrela. Todas as correlações são significativas para p=0,05. 121

3.14 – Correlação entre as temperaturas mínimas mensais nas estações da região da Serra da Estrela. As correlações com p=0,05 estão a negrito. 121

3.15 – Equações da recta e correlações entre a temperatura média mensal e anual e a altitude para a região da Serra da Estrela. 127

4.1 - Sensor TM do satélite Landsat 5 142

4.2 – Matriz de correlação entre as bandas espectrais e os eixos da ACP. 148

4.3 - Percentagem de área em cada classe de albedo. 159

4.4 - Percentagem de píxeis em cada uma das classes e para cada um dos modelos de radiação incidente de pequeno comprimento de onda. 172

4.5- Percentagem de píxeis por classe de uso do solo e por classe de NDVI para 27 de Junho de 1998. Os valores mais elevados para cada uso do solo estão a negrito. 175

4.6 - Percentagem de píxeis por classe de uso do solo e por classe de SAVI para 27 de Junho de 1998. Os valores mais elevados para cada uso do solo estão a negrito. 178

4.7- Percentagem de píxeis por classe de uso do solo e por classe de LAI para 27 de Junho de 1998. Os valores mais elevados para cada uso do solo estão a negrito. 179

4.8 – Percentagem de píxeis por classe de temperatura da superfície para cada tipo de uso do solo. Valores mais elevados para cada uso do solo estão a negrito. 183

4.9 – Percentagem de píxeis com diferente exposição por classe de balanço radiativo (Wm^{-2}) para 3 de Fevereiro de 1992 às 9h30min. As percentagens mais elevadas em cada classe de balanço radiativo estão a negrito 188

4.10 – Percentagem de píxeis por classe de declive (º) e de balanço radiativo (Wm^{-2}) para 3 de Fevereiro de 1992 às 9h30min. As percentagens mais elevadas para cada classe de balanço radiativo estão a negrito. 190

4.11 – Percentagem de píxeis com diferente exposição por classe de balanço radiativo (Wm^{-2}) para 27 de Junho de 1998 às 9h30min. As percentagens mais elevadas para cada classe de balanço radiativo estão a negrito. 191

4.12 – Percentagem de píxeis por classe de declive (º) e de balanço radiativo (Wm^{-2}) para 27 de Junho de 1998 às 9h30min. As percentagens mais elevadas para cada classe do balanço radiativo estão a negrito. 191

4.13 – Percentagem de píxeis por classe de balanço radiativo, para cada tipo de uso do solo, a 27 de Junho de 1998 às 9h30min. As percentagens mais elevadas para cada uso do solo estão a negrito. 192

4. 14 – Percentagem de área por classe de balanço radiativo. 192

5.1 – Características dos postos termométricos 216

5.2 – Períodos com dados nos postos termométricos instalados na Serra da Estrela. 220

5.3 – Classificação das temperaturas médias mensais do ar nas Penhas Douradas durante o ano 2000, em comparação com os regimes prováveis da série de 1953/84. 222

5.4 – Temperaturas médias, mínimas e máximas mensais registadas em 2000 na estação meteorológica das Penhas Douradas e nos postos termométricos. CG - Cântaro Gordo (nº2); AP - Alto da Pedrice (nº13); PB - Poios Brancos (nº12); P- Piornal (nº6),FP - Fraga das Penas (nº5); CN - Curral da Nave (nº11); Vale do Zêzere- ASE (nº9); CAN - Candieira (nº4); CC - Covão Cimeiro (nº3) e PD – Penhas Douradas 224

5.5 – Coeficientes de correlação (r) significativos ($p<0,05$) entre a temperatura média diária registada nos postos termométricos e na estação meteorológica das Penhas Douradas no ano de 2000. CG - Cântaro Gordo (nº2); AP - Alto da Pedrice (nº13); PB - Poios Brancos (nº12); P- Piornal (nº6),FP - Fraga das Penas (nº5); CN - Curral da Nave (nº11); Vale do Zêzere- ASE (nº9); CAN - Candieira (nº4); CC - Covão Cimeiro (nº3) e PD – Penhas Douradas 225

5.6 - Coeficientes de correlação (r) significativos ($p<0,05$) entre a temperatura mínima média diária registada nos postos termométricos e na estação meteorológica das Penhas Douradas no ano de 2000. CG - Cântaro Gordo (nº2); AP - Alto da Pedrice (nº13); PB - Poios Brancos (nº12); P- Piornal (nº6),FP - Fraga das Penas (nº5); CN - Curral da Nave (nº11); Vale do Zêzere- ASE (nº9); CAN - Candieira (nº4); CC - Covão Cimeiro (nº3) e PD – Penhas Douradas 226

5.7 – Coeficientes de correlação (r) significativos ($p<0,005$) entre a temperatura máxima média diária registada nos postos termométricos e, na estação meteorológica das Penhas Douradas no ano de 2000. CG - Cântaro Gordo (nº2); AP - Alto da Pedrice (nº13); PB - Poios Brancos (nº12); P- Piornal (nº6),FP - Fraga das Penas (nº5); CN - Curral da Nave (nº11);Vale do Zêzere- ASE (nº9); CAN - Candieira (nº4); CC - Covão Cimeiro (nº3) e PD – Penhas Douradas 227

5.8 - Características térmicas dos registos da temperatura do ar nos postos termométricos, e na estação das Penhas Douradas durante o ano 2000. 229

5.9 – Médias e desvios-padrão das diferenças de temperatura de cada posto em relação ao Cântaro Gordo para os 13 padrões identificados na análise por *k-means* 237

5.10 – Valores médios das variáveis meteorológicas e geográficas usadas na análise de variância para cada um dos padrões térmicos de nível 1. Não são apresentadas as variáveis que apresentam variância de zero 253

5.11 – Classificação previsão a partir da aplicação das funções discriminantes. 254

5.12 – Características das funções discriminantes. 254

5.13 – Desvios instantâneos de temperatura dos postos termométricos ao Cântaro Gordo para cada tipo de padrão térmico de nível 2, durante o ano 2000. 255

5.14 – Médias das variáveis meteorológicas e geográficas resultantes da análise de variância, para cada um dos grupos da 2ªclassificação. Não são apresentadas as variáveis que apresentam variância de zero....263

5.15 - Previsão dos grupos com a análise discriminante para a 2ªclassificação. 263

5.16 – Características das funções discriminantes. 264

5.17 - Coeficientes de correlação (R) para as temperaturas às 7TMG nos vários locais estudados (todos os resultados são estatisticamente significativos, para p<0,005). Notar o maior significado das correlações entre as estações com a mesma posição topográfica. As estações de fundo de vale estão a negrito. 269

5.18 - Síntese dos dados registados durante o Inverno de 1999/2000 na Serra da Estrela às 7TM. 270

5.19 – Principais características, meteorológicas e geográficas, dos tipos de regime. 280

5.20.- Quadro síntese das características meteorológicas dos tipos de padrões térmicos 286

5.21 - Organização dos padrões em 3 grupos. 286

5.22 – Médias e desvios padrões em cada grupo, para as variáveis consideradas na análise de variância (*one-way-ANOVA*). As variáveis significativa para p<0,05 estão sublinhadas. 287

5.23 - Características das funções discriminantes. 288

5.24- Previsão dos tipos de padrões com base na análise discriminante. 289

5.25 – Informação meteorológica de superfície retirada da reanálise-1 do NCEP/ NCAR, para um ponto na grelha a 40ºN e 7ºW, entre 11 e 15 de Abril de 2001. 293

5.26 – Elementos meteorológicos recolhidos na estação das Penhas Douradas, para as 0h, 6h, 12h e 18h, entre 11 e 15 de Abril de 2001. 294

5.27 – Temperatura do ar registada nos postos termométricos e nas Penhas Douradas, para as 0h, 6h, 12h e 18h, entre 11 e 15 de Abril de 2001. 294

5.28 – Temperatura do ar durante a noite (entre as 19h55min-7h55min) e durante o dia (entre as 8h-19h), registada em cada posto termométrico. 296

5.29 – Equação da recta e r^2, calculada para a temperatura do ar registada nos postos termométricos entre 11 e 15 de Abril de 2001, para 4 períodos do dia. A negritos os valores de r^2 significativos para p<0,05. 296

7.1 – Locais de observação de fenómenos climáticos. 359

7.2 – Tipologia das nuvens, segundo Whiteman (2000). 368